



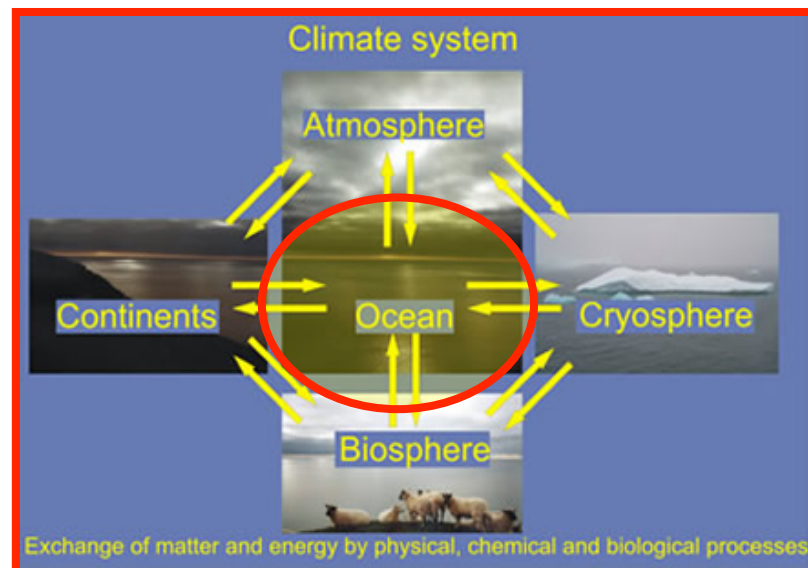
Alma Mater Studiorum Università di Bologna
sede di Ravenna

Laurea Triennale in Scienze Ambientali

Corso: Climatologia

Marco.Zavatarelli@unibo.it

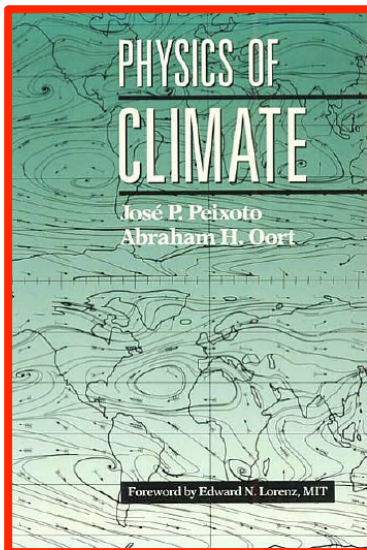
Idrosfera (l'Oceano)





Attenzione

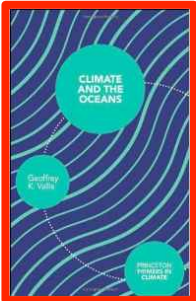
Questa Lezione assume la conoscenza dei concetti forniti dalle relative lezioni del corso di “Struttura e dinamica dell’oceano e dell’atmosfera” (Pinardi). Principalmente basate su :



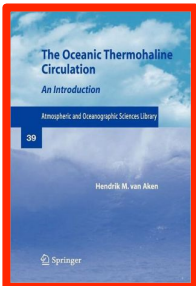
J.P.Peixoto, A.H. Oort
Physics of climate American Inst. of Physics
Chap 8: “Observed mean state of the Ocean”
Disponibile in biblioteca



Riferimenti



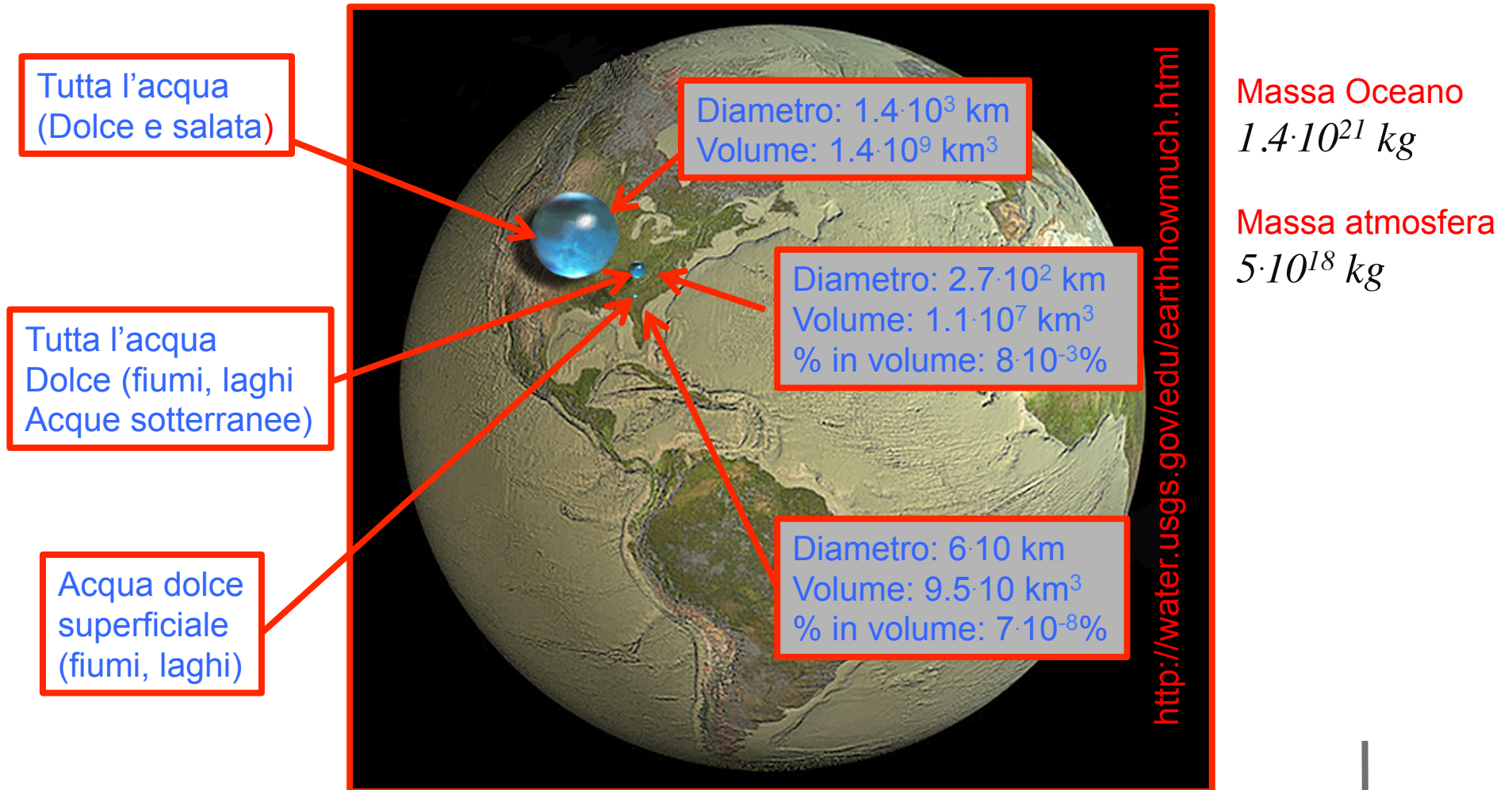
G.K. Vallis
Climate and the Oceans (Princeton Primers in climate)
Princeton University Press
In corso di acquisizione in biblioteca



H.M. Van Aken
The Oceanic thermohaline circulation. An introduction.
Springer

L'Idrosfera

Quanta acqua (liquida) c'è sul pianeta?



L'Oceano

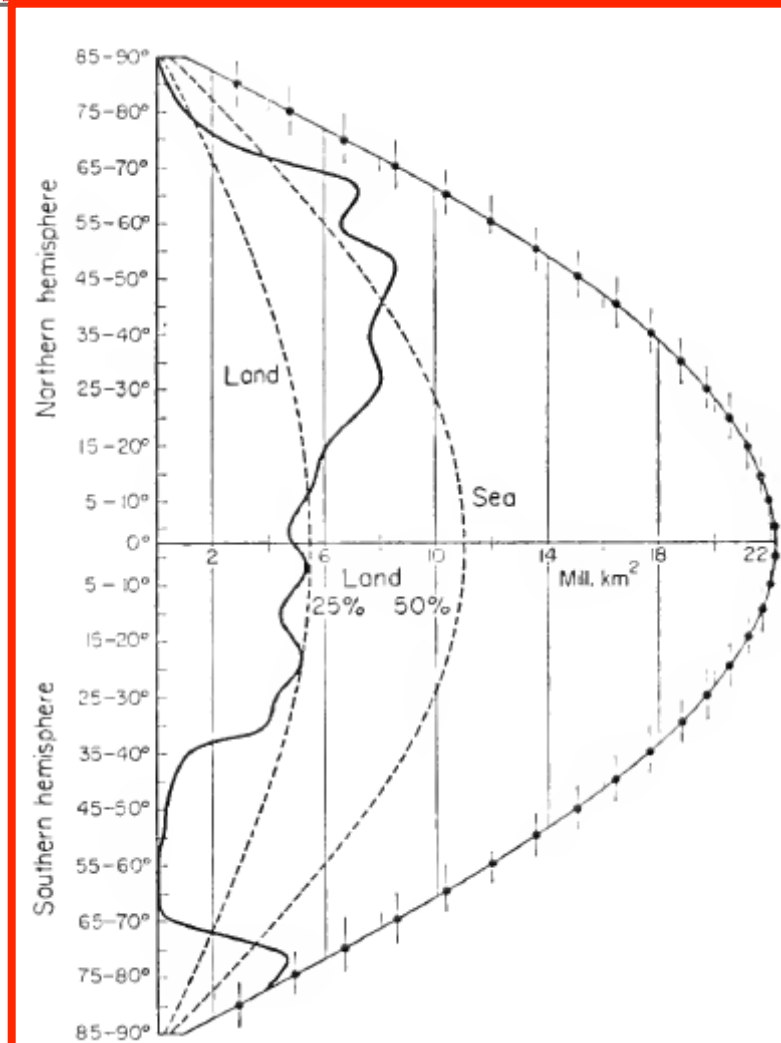


Table 1. Distribution of sea and land for zones of 5° of latitude
(In per cent, according to E. KOSSINNA, 1921)

| Latitude zone | Northern Hemisphere | | Southern Hemisphere | |
|---|---------------------|-------|---------------------|-------|
| | Water | Land | Water | Land |
| 90-85° | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 100.0 |
| 85-80° | 85.2 | 12.8 | 0.0 | 100.0 |
| 80-75° | 77.1 | 22.9 | 10.7 | 89.3 |
| 75-70° | 65.5 | 34.5 | 38.6 | 61.4 |
| 70-65° | 28.7 | 71.3 | 79.5 | 20.5 |
| 65-60° | 31.2 | 69.8 | 99.7 | 0.3 |
| 60-55° | 45.0 | 55.0 | 99.9 | 0.1 |
| 55-50° | 40.7 | 59.4 | 98.5 | 1.5 |
| 50-45° | 43.8 | 56.2 | 97.5 | 2.5 |
| 45-40° | 51.2 | 48.8 | 96.4 | 3.6 |
| 40-35° | 56.8 | 43.2 | 93.4 | 6.6 |
| 35-30° | 57.7 | 42.3 | 84.2 | 15.8 |
| 30-25° | 59.6 | 40.4 | 78.4 | 21.6 |
| 25-20° | 65.2 | 34.8 | 75.4 | 24.6 |
| 20-15° | 70.8 | 29.2 | 76.4 | 23.6 |
| 15-10° | 76.5 | 23.5 | 79.6 | 20.4 |
| 10-5° | 75.7 | 24.3 | 76.9 | 23.1 |
| 5-0° | 78.6 | 21.4 | 75.9 | 24.1 |
| 90-0° | 66.66 | 33.34 | 80.92 | 19.08 |
| 90° N.-90° S. { total ocean 361.059 × 10 ⁶ km ² , 70.80% total continents 148.892 × 10 ⁶ km ² , 29.20% | | | | |

Distribuzione oceano/terraferma per bande zonali Di 5° di latitudine.

L'Oceano

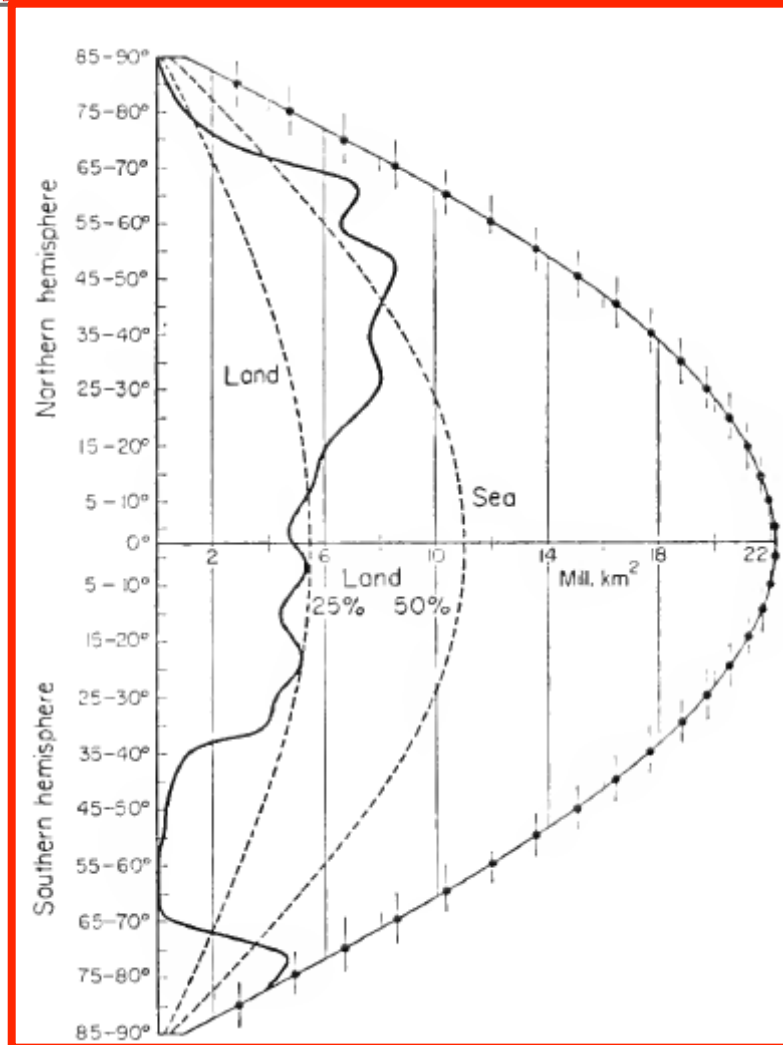


Table 1. Distribution of sea and land for zones of 5° of latitude
(In per cent, according to E. KOSSINNA, 1921)

| Latitude zone | Northern Hemisphere | | Southern Hemisphere | |
|---|---------------------|-------|---------------------|-------|
| | Water | Land | Water | Land |
| 90-85° | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 100.0 |
| 85-80° | 85.2 | 12.8 | 0.0 | 100.0 |
| 80-75° | 77.1 | 22.9 | 10.7 | 89.3 |
| 75-70° | 65.5 | 34.5 | 38.6 | 61.4 |
| 70-65° | 28.7 | 71.3 | 79.5 | 20.5 |
| 65-60° | 31.2 | 69.8 | 99.7 | 0.3 |
| 60-55° | 45.0 | 55.0 | 99.9 | 0.1 |
| 55-50° | 40.7 | 59.4 | 98.5 | 1.5 |
| 50-45° | 43.8 | 56.2 | 97.5 | 2.5 |
| 45-40° | 51.2 | 48.8 | 96.4 | 3.6 |
| 40-35° | 56.8 | 43.2 | 93.4 | 6.6 |
| 35-30° | 57.7 | 42.3 | 84.2 | 15.8 |
| 30-25° | 59.6 | 40.4 | 78.4 | 21.6 |
| 25-20° | 65.2 | 34.8 | 75.4 | 24.6 |
| 20-15° | 70.8 | 29.2 | 76.4 | 23.6 |
| 15-10° | 76.5 | 23.5 | 79.6 | 20.4 |
| 10-5° | 75.7 | 24.3 | 76.9 | 23.1 |
| 5-0° | 78.6 | 21.4 | 75.9 | 24.1 |
| 90-0° | 66.66 | 33.34 | 80.92 | 19.08 |
| 90° N.-90° S. { total ocean 361.059 × 10 ⁶ km ² , 70.80% total continents 148.892 × 10 ⁶ km ² , 29.20% | | | | |

Artico: solo oceano
Antartico: solo terraferma

L'Oceano

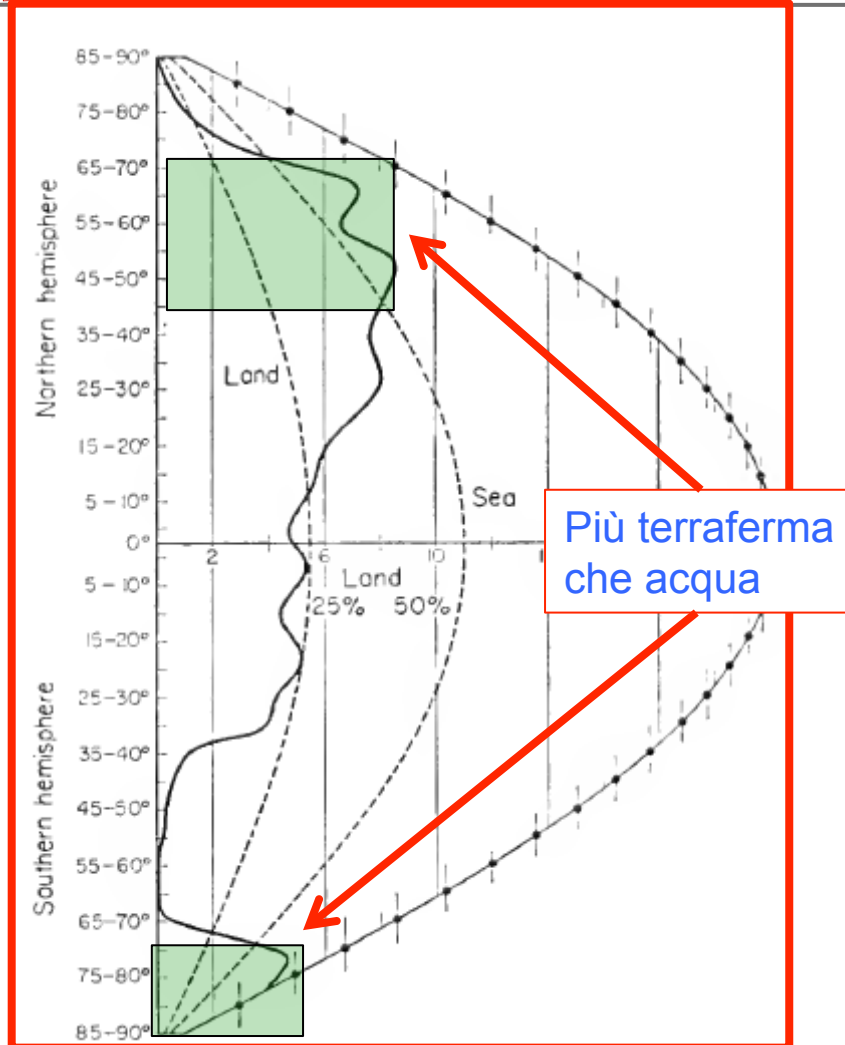


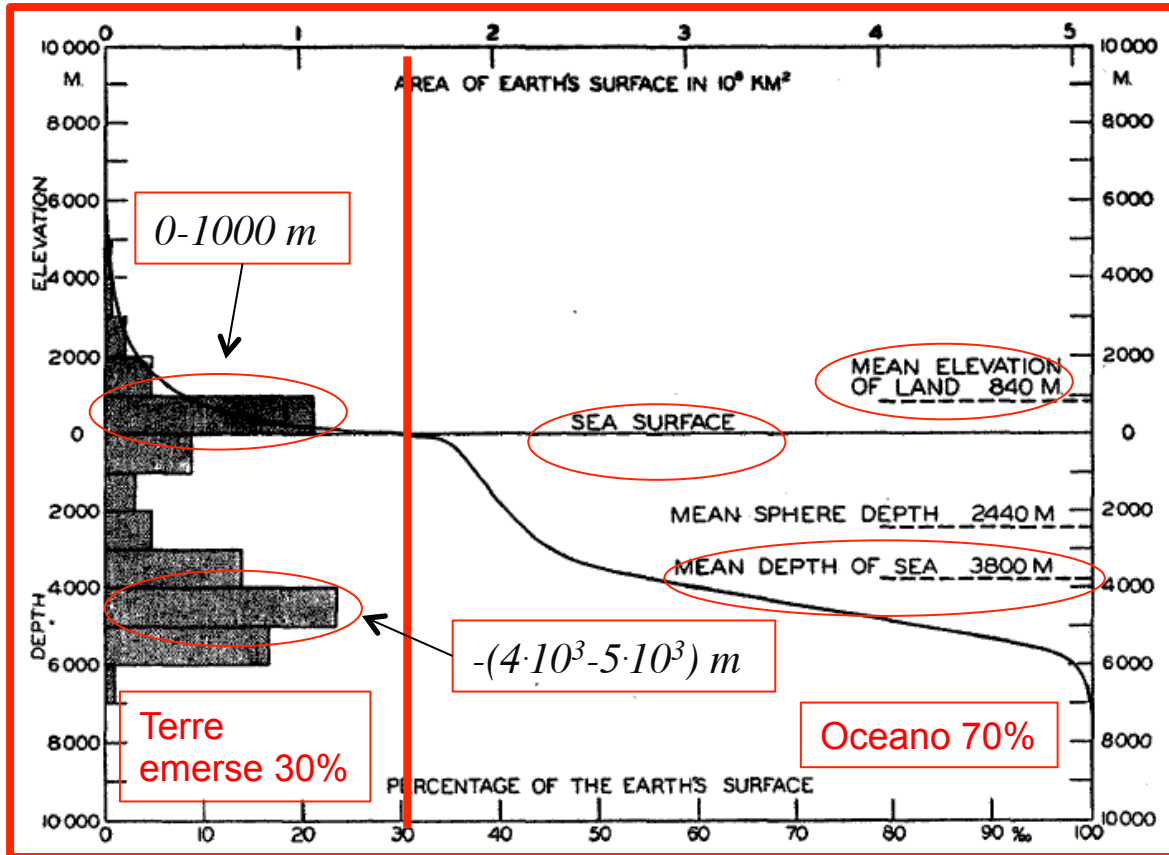
Table 1. Distribution of sea and land for zones of 5° of latitude
(In per cent, according to E. KOSSINNA, 1921)

| Latitude zone | Northern Hemisphere | | Southern Hemisphere | |
|---------------|---------------------|-------|---------------------|-------|
| | Water | Land | Water | Land |
| 90-85° | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 100.0 |
| 85-80° | 85.2 | 12.8 | 0.0 | 100.0 |
| 80-75° | 77.1 | 22.9 | 10.7 | 89.3 |
| 75-70° | 65.5 | 34.5 | 38.6 | 61.4 |
| 70-65° | 28.7 | 71.3 | 79.5 | 20.5 |
| 65-60° | 31.2 | 69.8 | 99.7 | 0.3 |
| 60-55° | 45.0 | 55.0 | 99.9 | 0.1 |
| 55-50° | 40.7 | 59.4 | 98.5 | 1.5 |
| 50-45° | 43.8 | 56.2 | 97.5 | 2.5 |
| 45-40° | 51.2 | 48.8 | 96.4 | 3.6 |
| 40-35° | 56.8 | 43.2 | 93.4 | 6.6 |
| 35-30° | 57.7 | 42.3 | 84.2 | 15.8 |
| 30-25° | 59.6 | 40.4 | 78.4 | 21.6 |
| 25-20° | 65.2 | 34.8 | 75.4 | 24.6 |
| 20-15° | 70.8 | 29.2 | 76.4 | 23.6 |
| 15-10° | 76.5 | 23.5 | 79.6 | 20.4 |
| 10-5° | 75.7 | 24.3 | 76.9 | 23.1 |
| 5-0° | 78.6 | 21.4 | 75.9 | 24.1 |
| 90-0° | 66.66 | 33.34 | 80.92 | 19.08 |

90° N.-90° S. { total ocean 361.059 × 10⁶ km², 70.80%
total continents 148.892 × 10⁶ km², 29.20%

Emisfero Australe:
Emisfero "d'acqua"

L'Oceano



Curva Ipsografica:
Area della superficie "solida"
Del pianeta Terra al di sopra di
una certa Altitudine o profondità
(rispetto al livello del mare)

Area terre "emerse" ~ 30%

Area "oceanica" ~ 70%

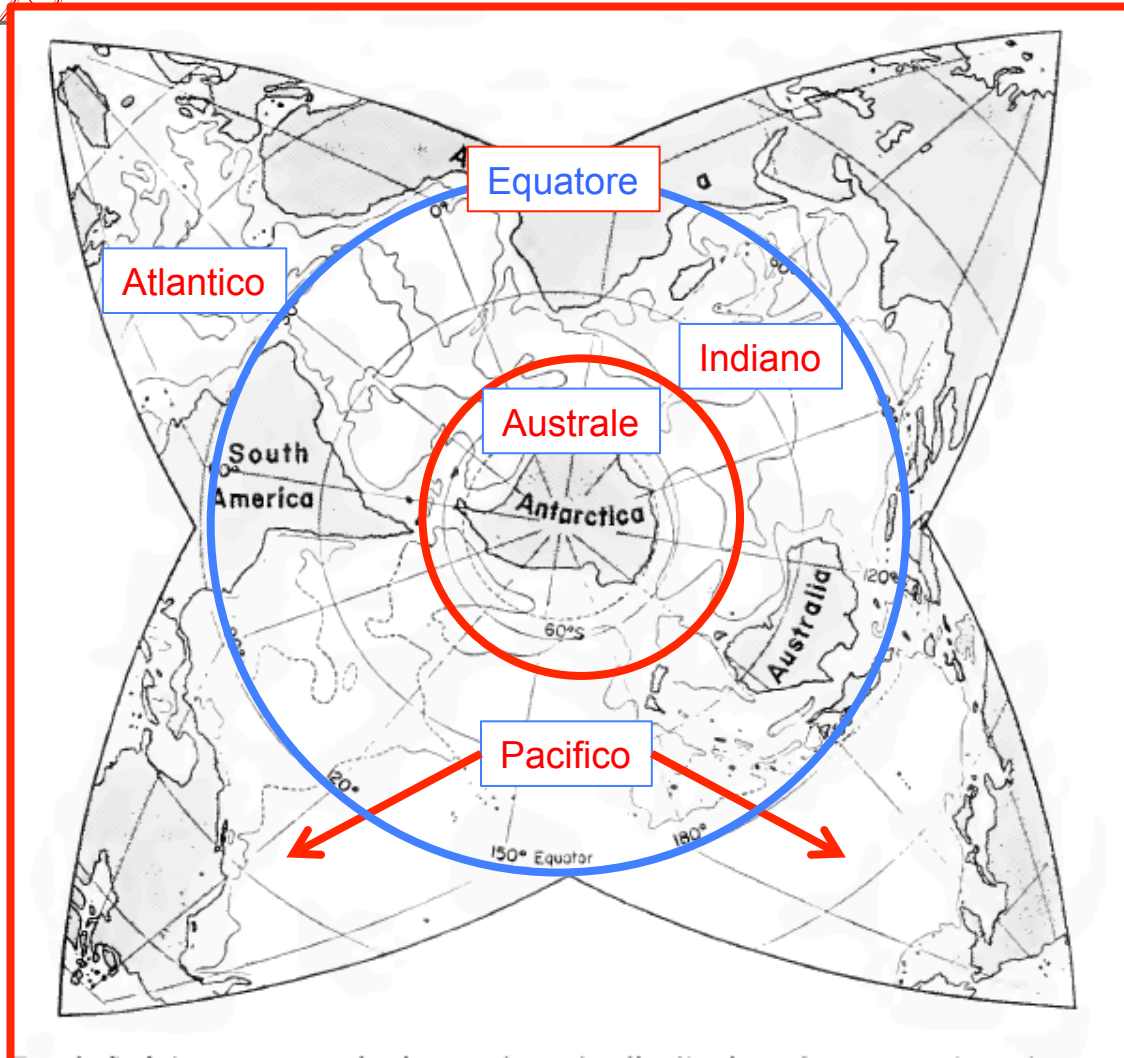
Altitudine media terre

Emerse: ~850 m

Profondità media

Oceano: ~3800 m

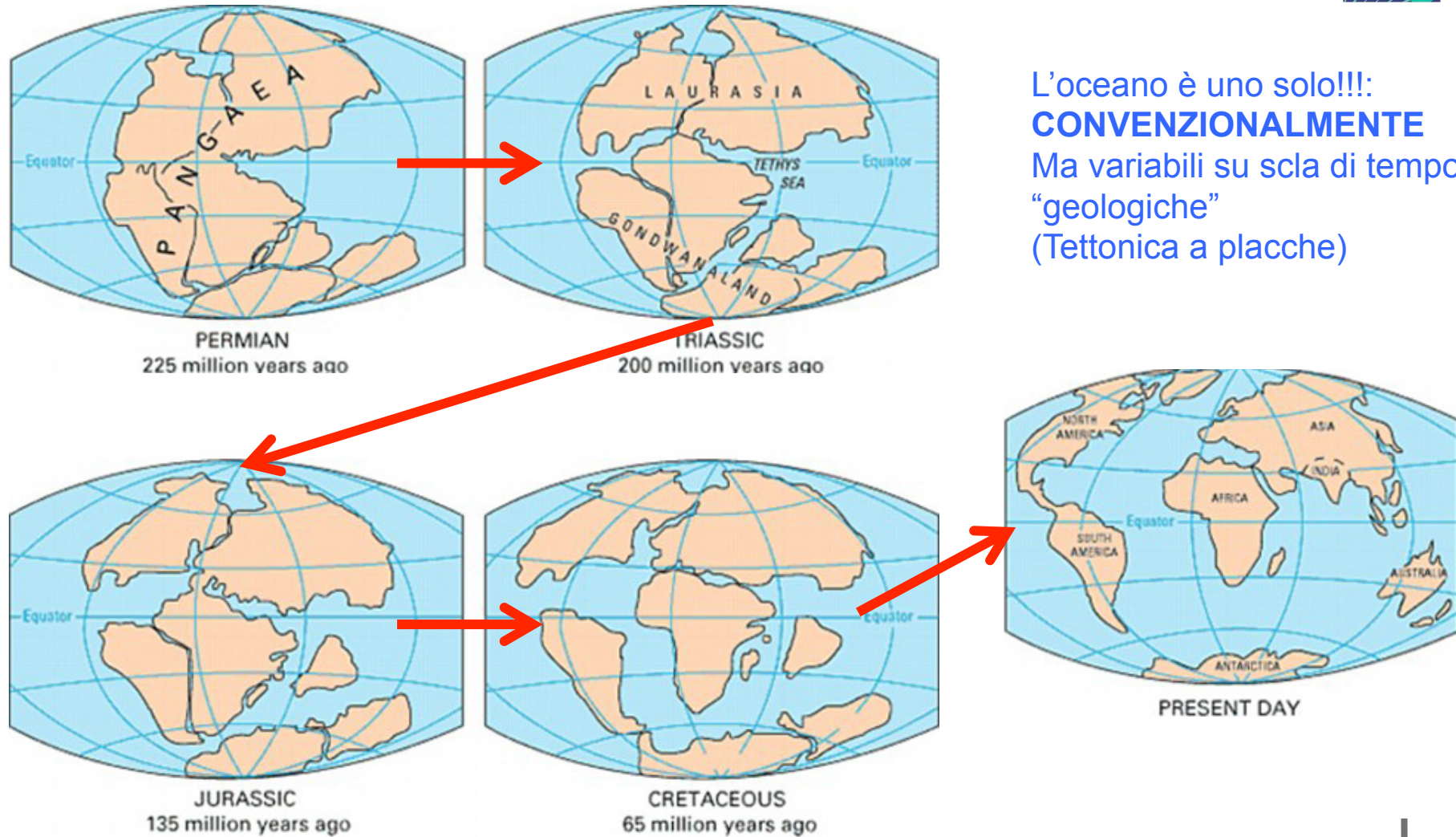
L'Oceano



L'oceano è uno solo!!!:
CONVENZIONALMENTE
 Diviso in tre grandi bacini:
 Oceano Atlantico
 Oceano Pacifico
 Oceano Indiano

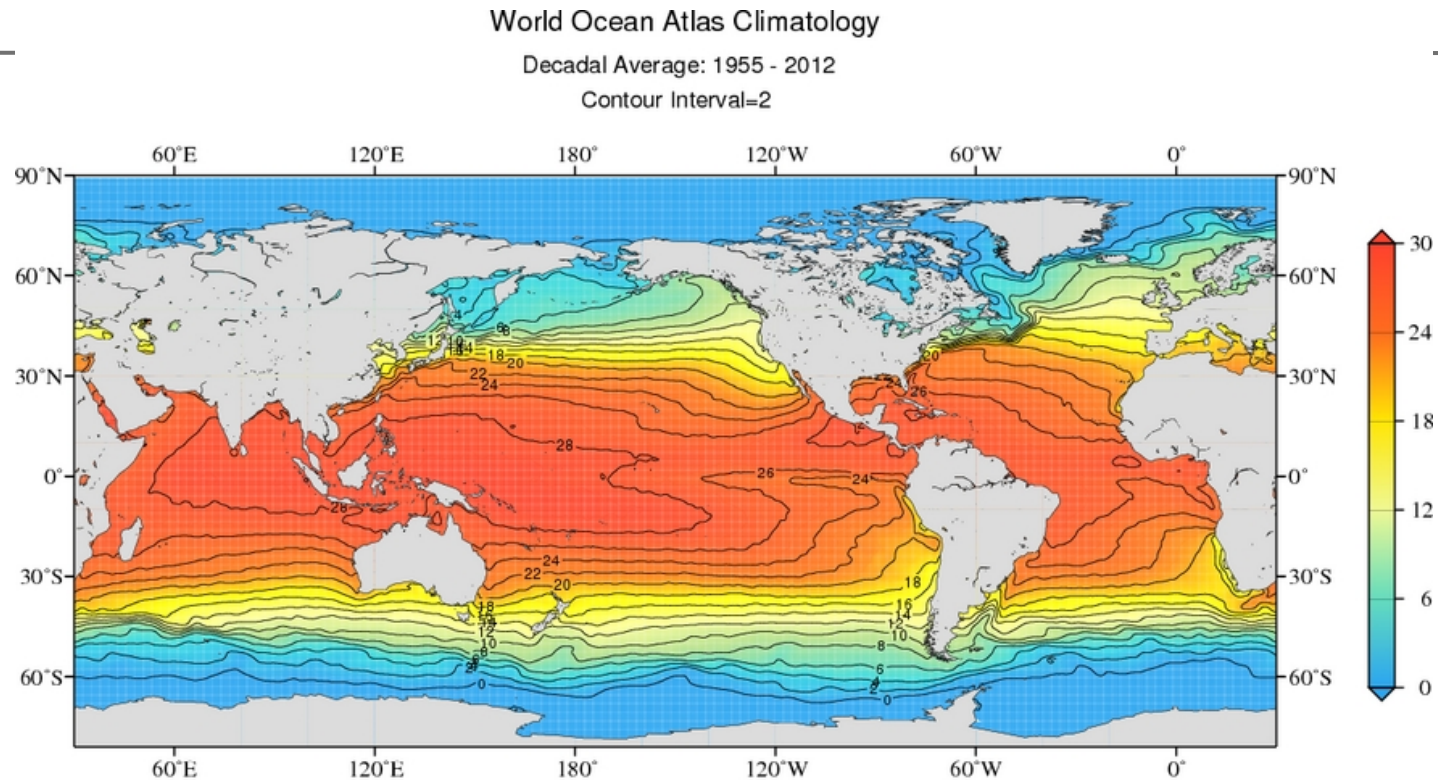
Le loro parti meridionali
 Spesso definite come
 "southern ocean"
 (Oceano Australe)

L'Oceano





La circolazione generale dell'oceano



Annual temperature [°C] at the surface (quarter-degree grid)

La proprietà dell'oceano che più di ogni altra influenza il clima è la temperatura superficiale (SST: Sea surface temperature).

La distribuzione della SST è essenzialmente zonale con una diminuzione del valore dall'equatore verso i poli.

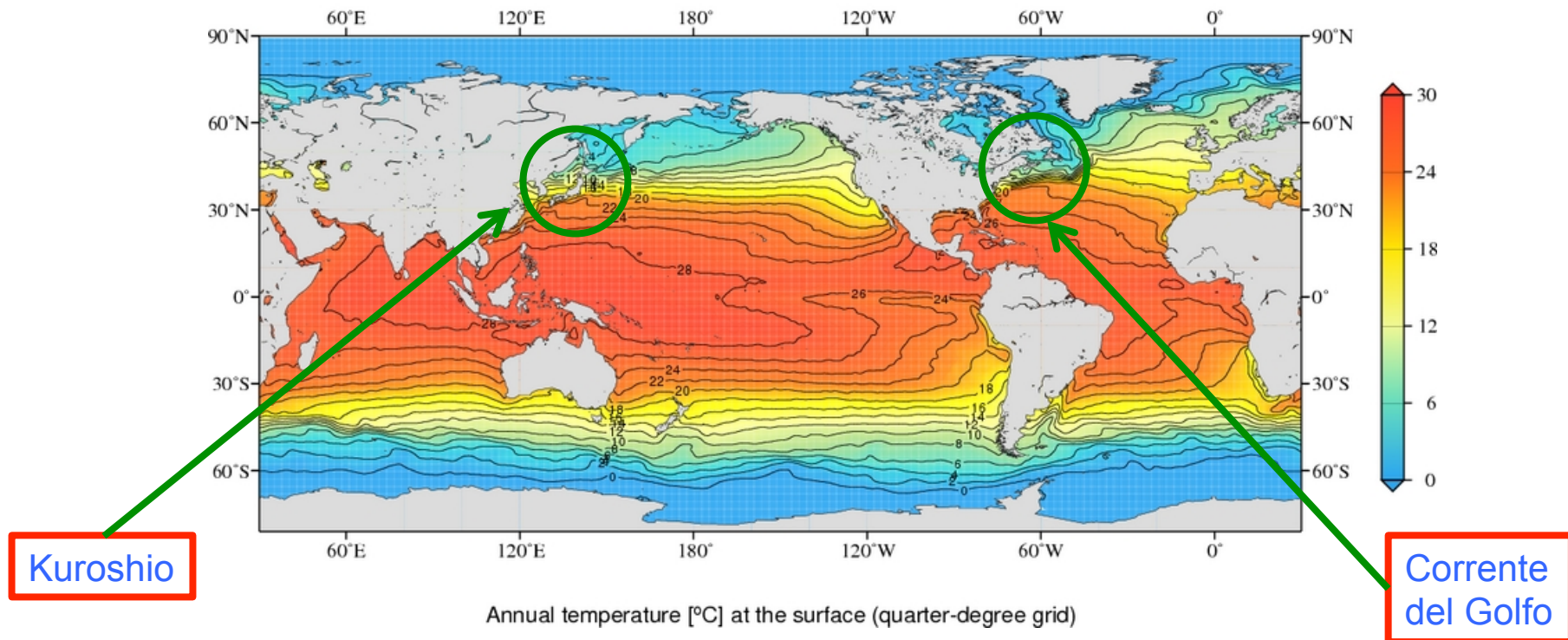
La circolazione generale dell'oceano



World Ocean Atlas Climatology

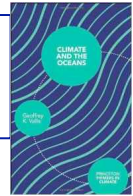
Decadal Average: 1955 - 2012

Contour Interval=2



Deviazioni dalla zonalità sono essenzialmente dovute alla dinamica orizzontale (Corrente del Golfo, Kuroshio).....

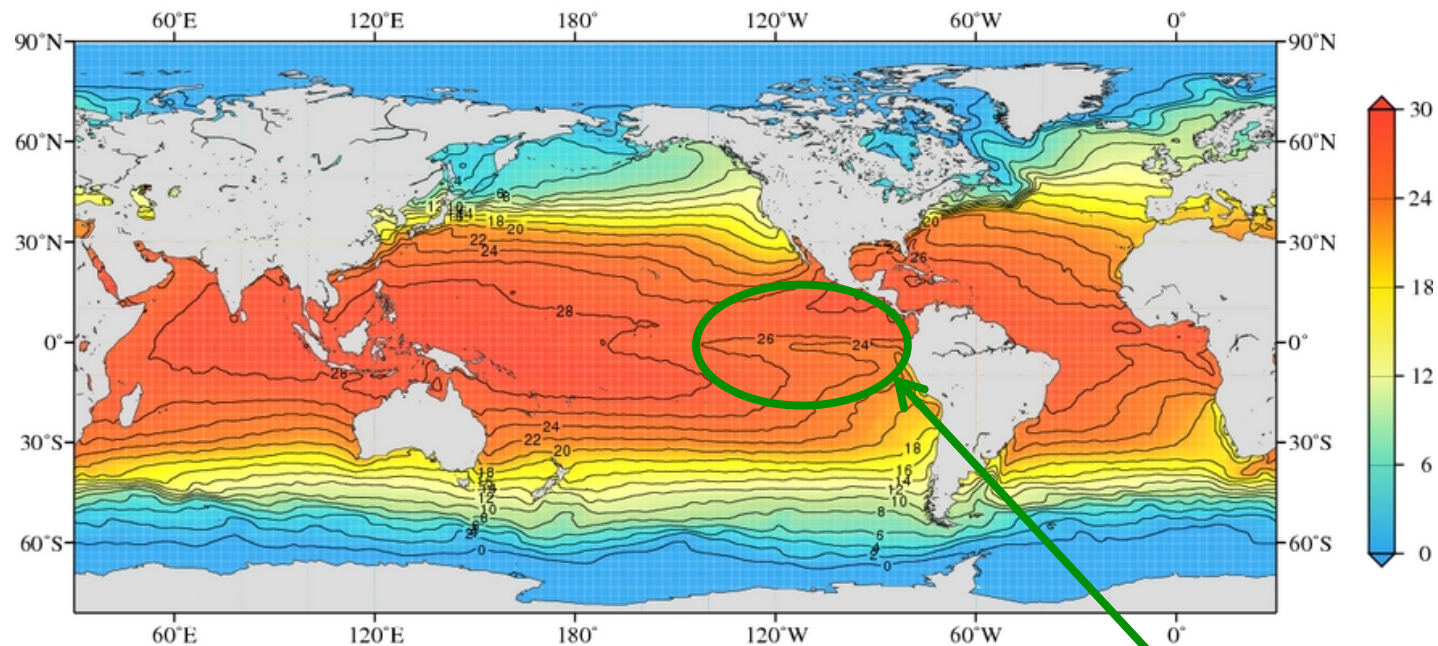
La circolazione generale dell'oceano



World Ocean Atlas Climatology

Decadal Average: 1955 - 2012

Contour Interval=2

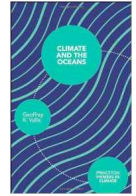


Annual temperature [°C] at the surface (quarter-degree grid)

.....o verticale (upwelling equatoriale)

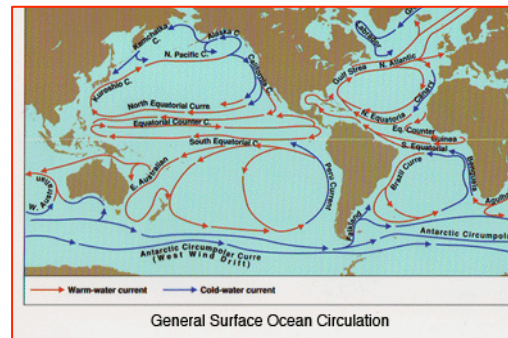
Upwelling
equatoriale

La circolazione generale dell'oceano

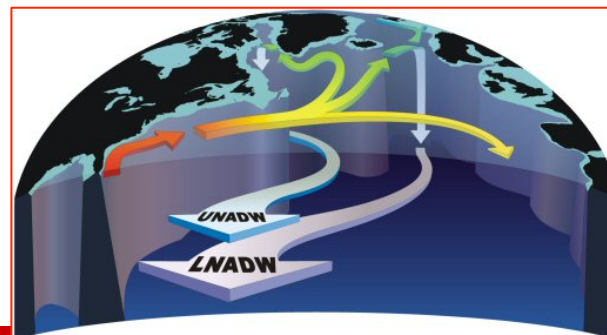


La circolazione generale dell'oceano può essere grossolanamente divisa in due componenti:

Circolazione zonale (direzione E-W e viceversa) guidata principalmente dall'azione del vento sulla superficie oceanica (Wind stress) che origina i grandi "giri" (gyres) Oceanici.



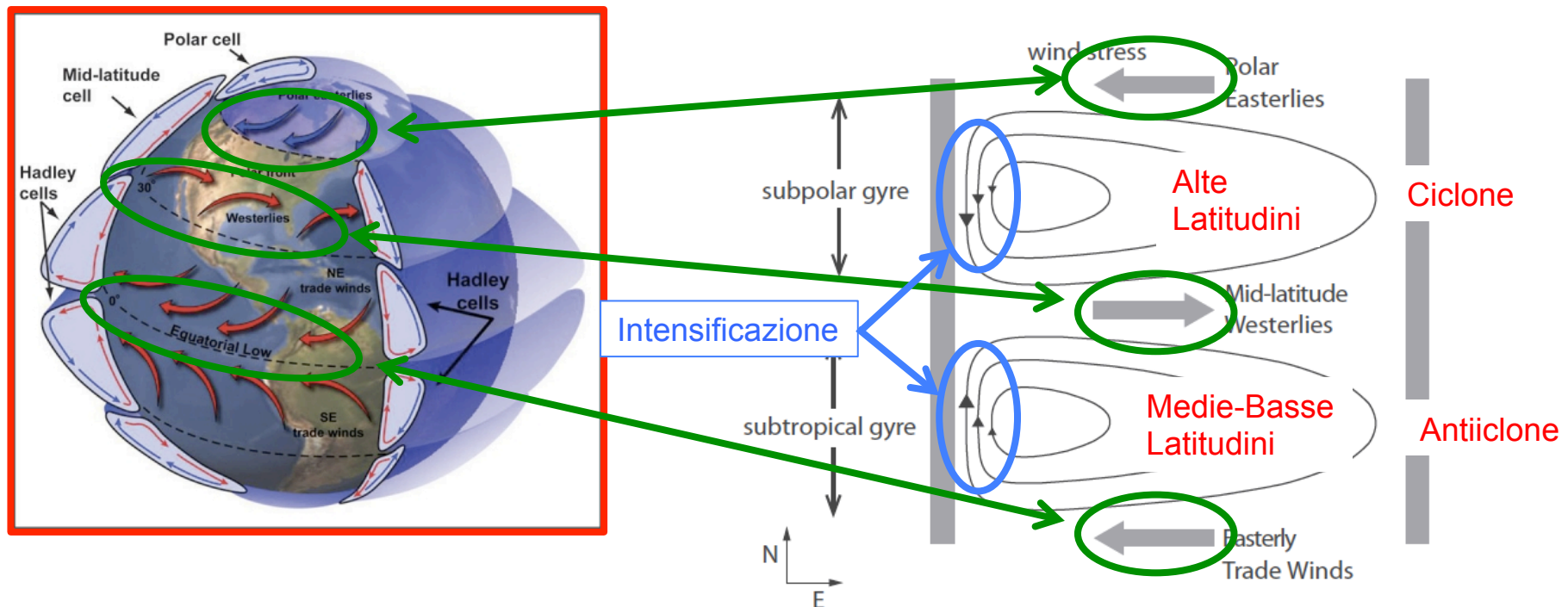
Una circolazione Meridionale (detta Meridional Overturning Circulation, MOC) dove acqua densa Superficiale sprofonda in profondità alle alte latitudini e si muove verso l'equatore risalendo verso la superficie alle basse latitudini o nell'emisfero opposto.



La circolazione generale dell'oceano



Circolazione zonale (direzione E-W e viceversa) guidata principalmente dall'azione del vento.

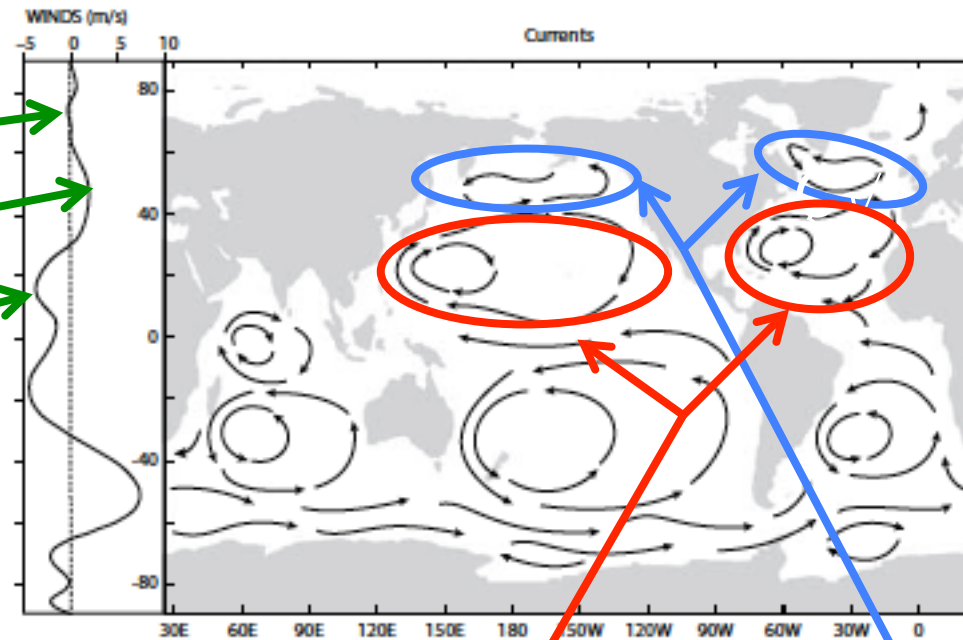
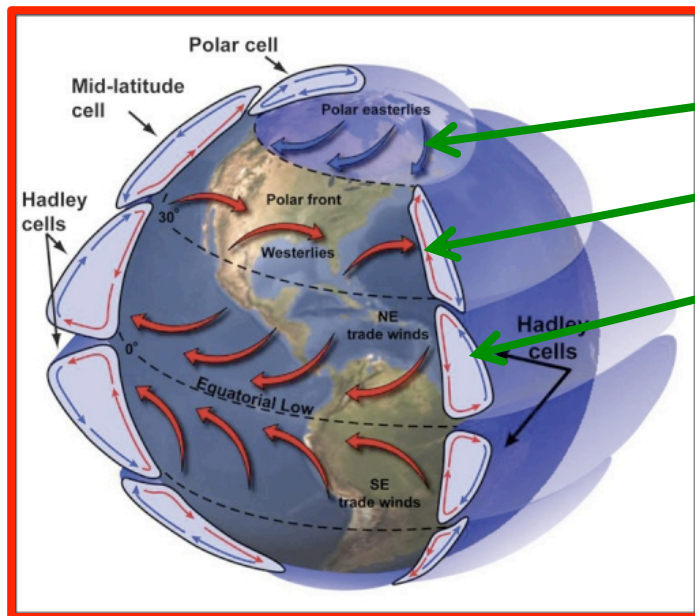


Una idealizzata (rispetto alla realtà) distribuzione zonale dei venti agenti su un idealizzato bacino Oceanico nell'emisfero nord genera una circolazione oceanica caratterizzata da 2 "gyres", Uno ciclonico (alte latitudini) e uno anticiclonico (Medie-Basse latitudini). La circolazione è Intensificata al contorno occidentale.

La circolazione generale dell'oceano



Circolazione zonale (direzione E-W e viceversa) guidata principalmente dall'azione del vento.



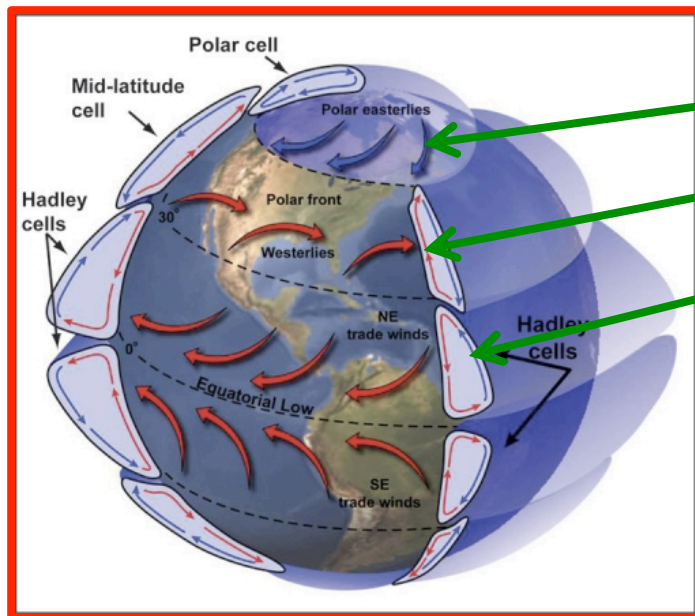
Sub-tropical;
AntiCyclonic gyre

Sub-polar
Cyclonic gyre

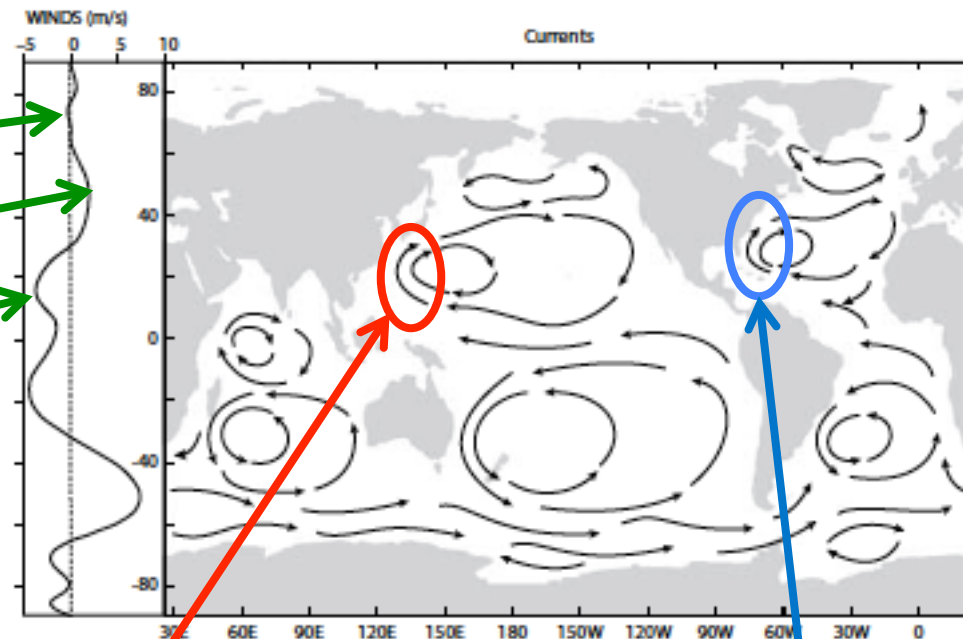
La circolazione generale dell'oceano



Circolazione zonale (direzione E-W e viceversa) guidata principalmente dall'azione del vento.



Intensificazione al Contorno occidentale



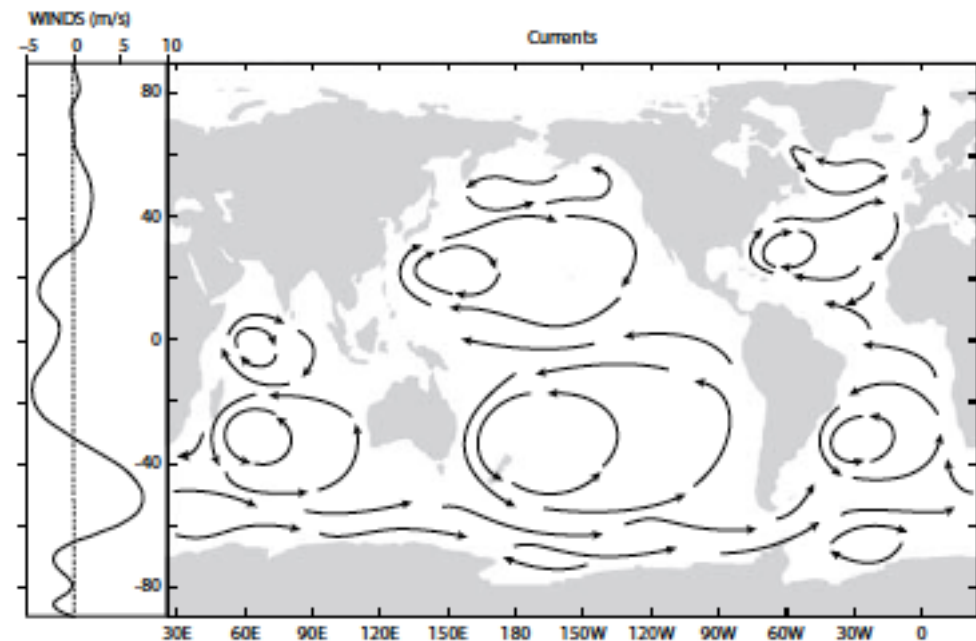
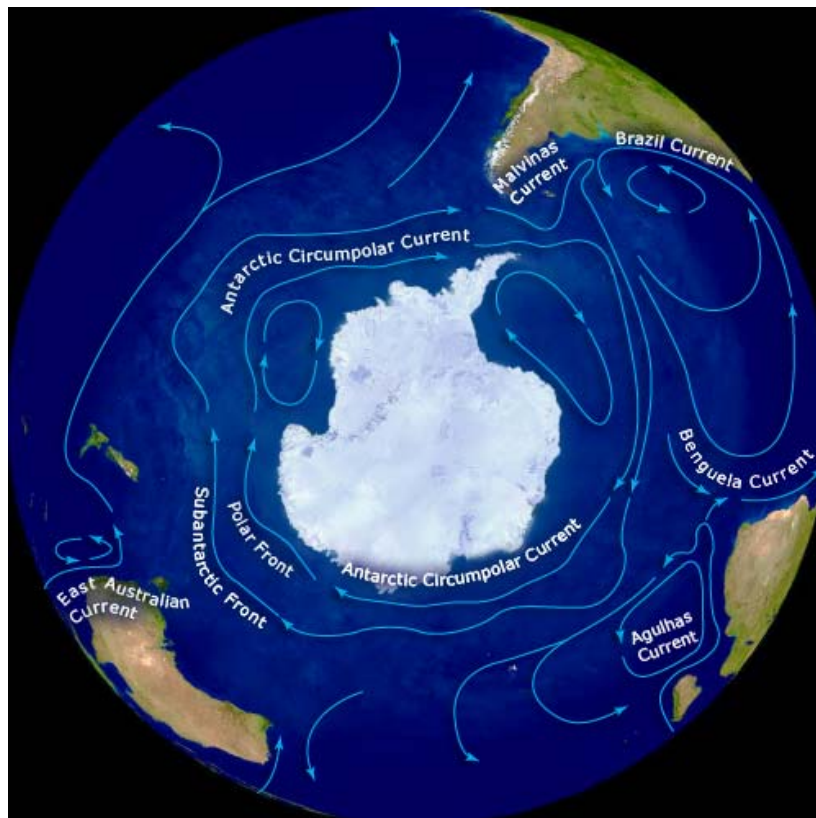
Kuroshio

Corrente del Golfo

La circolazione generale dell'oceano



Alle alte latitudini dell'oceano australe I continenti non sono collegati all'antartico e l'oceano è libero di circolare intorno al globo, originando la **corrente circumpolare**



Che collega fra di loro tutti I bacini oceanici.

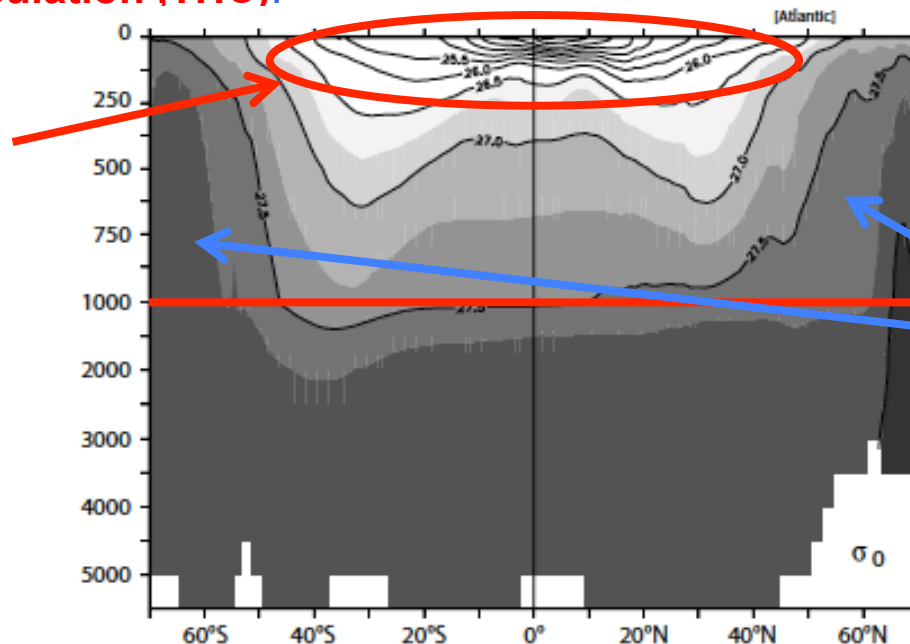
La circolazione generale dell'oceano



Circolazione Meridionale (detta Meridional Overturning Circulation, MOC) dove acqua densa Superficiale sprofonda in profondità alle alte latitudini e si muove verso l'equatore risalendo verso la superficie alle basse latitudini o nell'emisfero opposto.

MOC dipende dal gradiente di temperatura stabilito fra alte e basse latitudini (gradiente di densità) Dal vento e dai processi di rimescolamento turbolento. La dipendenza dal gradiente di densità (dipendente da T e S) fa sì che venga definita anche come **circolazione termoalina** (Thermohaline circulation ,THC).

Tropici-equatore
Stratificazione
Verticale.
(Termoclino)



Alte latitudini
densità. Maggiormente
omogenea

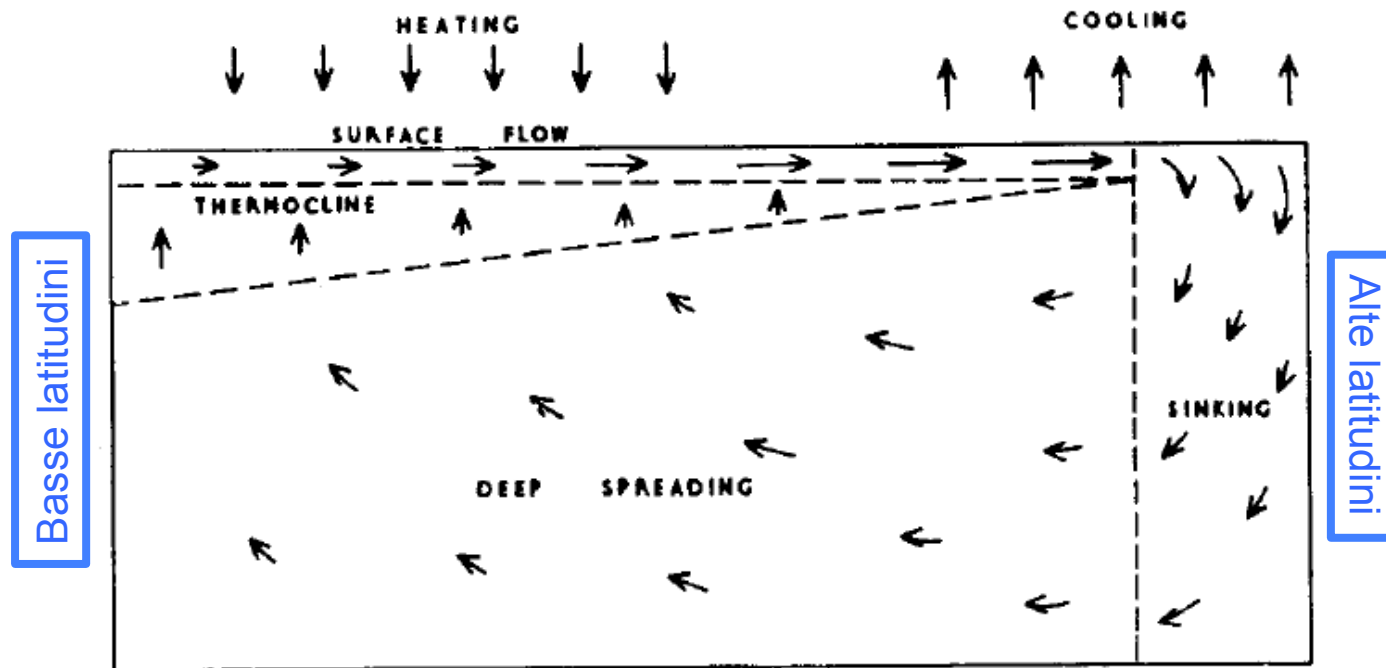
Figure 2.4. The zonally averaged density in the Atlantic Ocean. Note the break in the vertical scale at 1,000 m.³

Circolazione termoalina

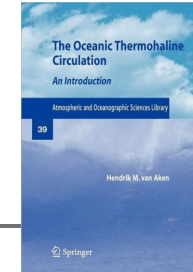


Thermohaline Ocean Circulation
Stefan Rahmstorf

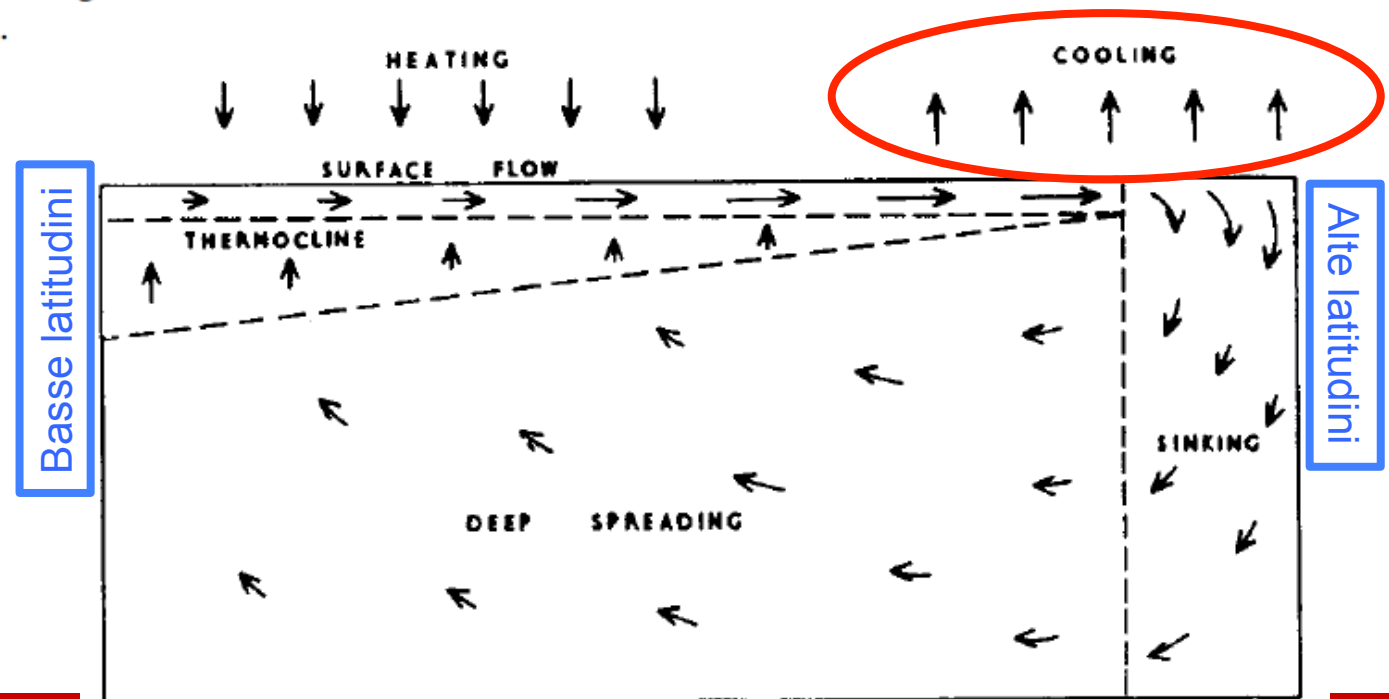
The thermohaline circulation is that part of the ocean circulation which is driven by fluxes of heat and freshwater across the sea surface and subsequent interior mixing of heat and salt. The term thus refers to a driving mechanism. Important features of the thermohaline circulation are deep water formation, spreading of deep waters partly through deep boundary currents, upwelling and near-surface currents, together leading to a large-scale deep overturning motion of the oceans.



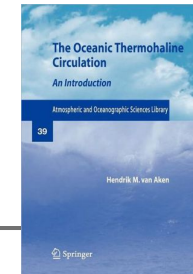
Circolazione termohalina



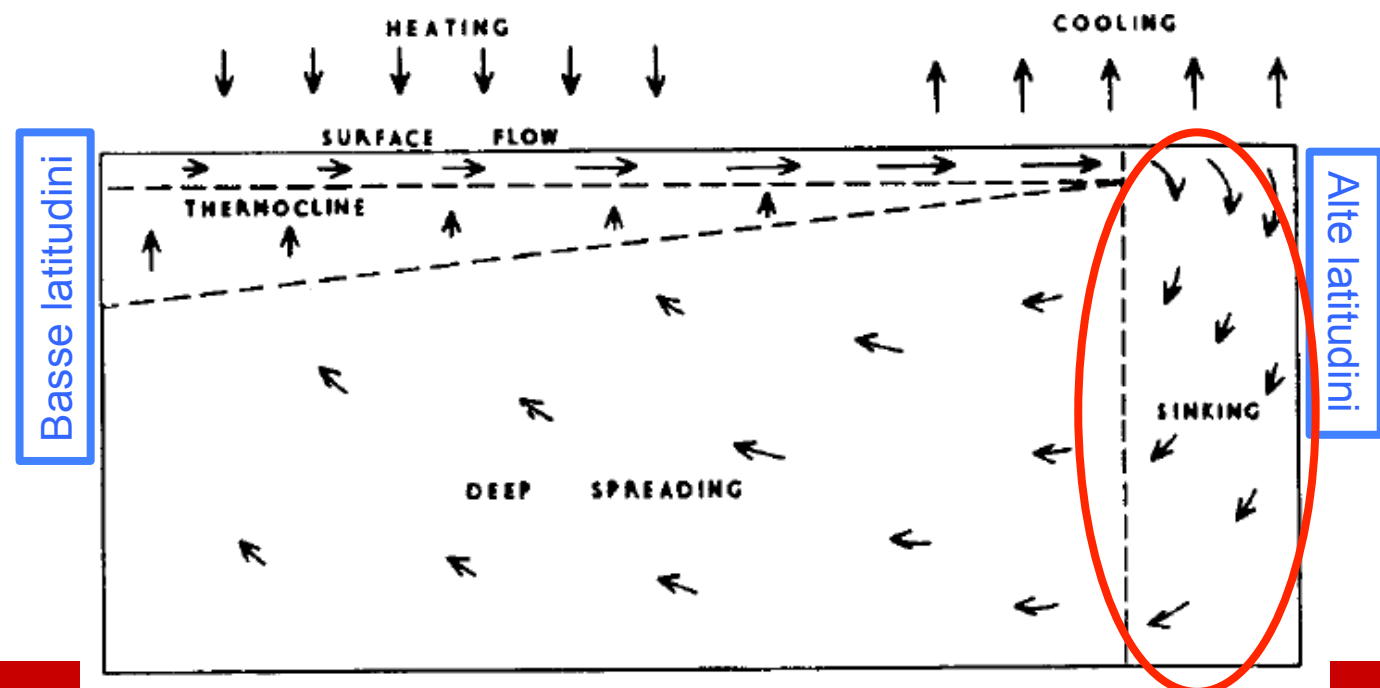
- *First:* Due to air–sea interaction in the source regions of deep ocean water, mainly cooling in winter, surface water will gain density (lose buoyancy). Air–sea interaction (cooling, evaporation, and precipitation) already modifies the warm surface currents flowing from the tropics to the source region of deepwater before they arrive there. The resulting decline and even reversal of the static stability of the density stratification in the source region will drive deep-reaching local convective mixing. In deep source regions a thick, homogeneous water mass is formed, while in source regions in shallow shelf seas the whole water column is homogenized.



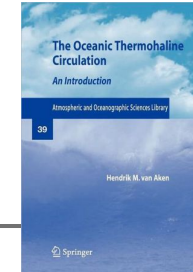
Circolazione termoalina



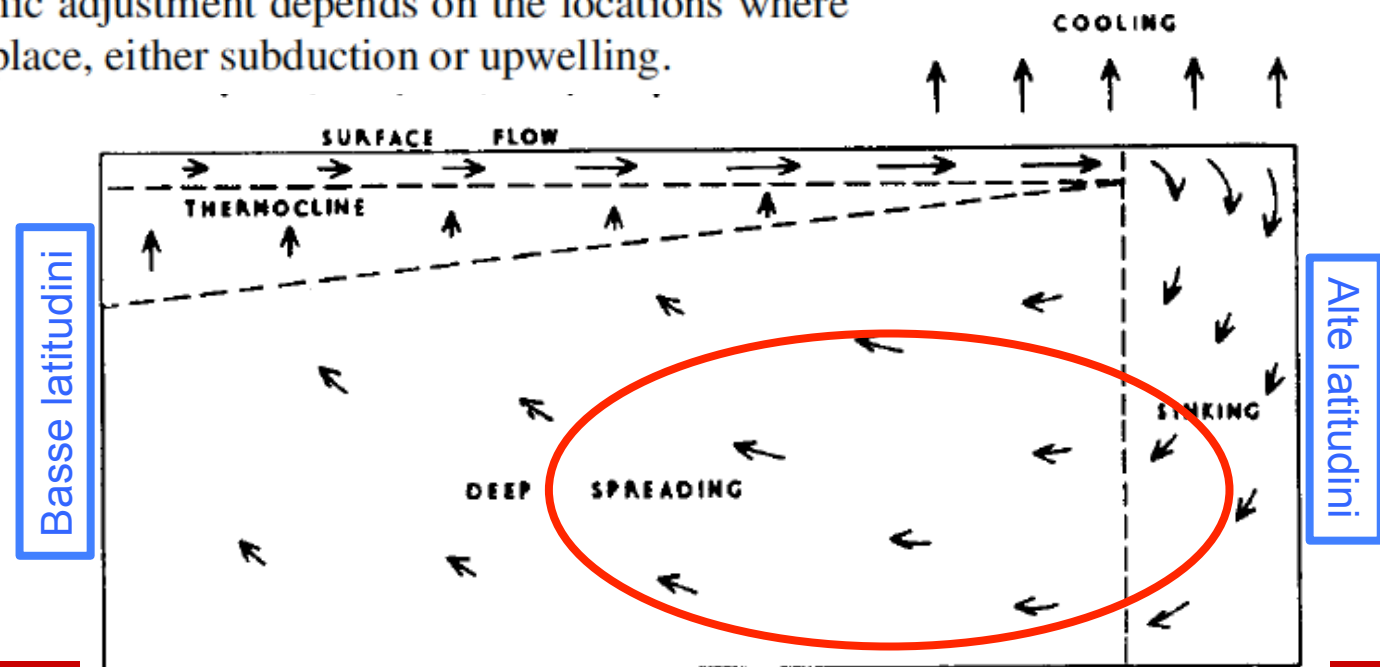
- *Second:* The newly formed homogeneous high-density water mass descends or subducts into the abyssal ocean in a region with an average downward motion, where the cold water mass loses the possibility of direct contact with the atmosphere. The subduction region is not necessarily the region where the convective mixing and water mass formation takes place.



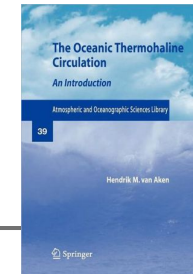
Circolazione termohalina



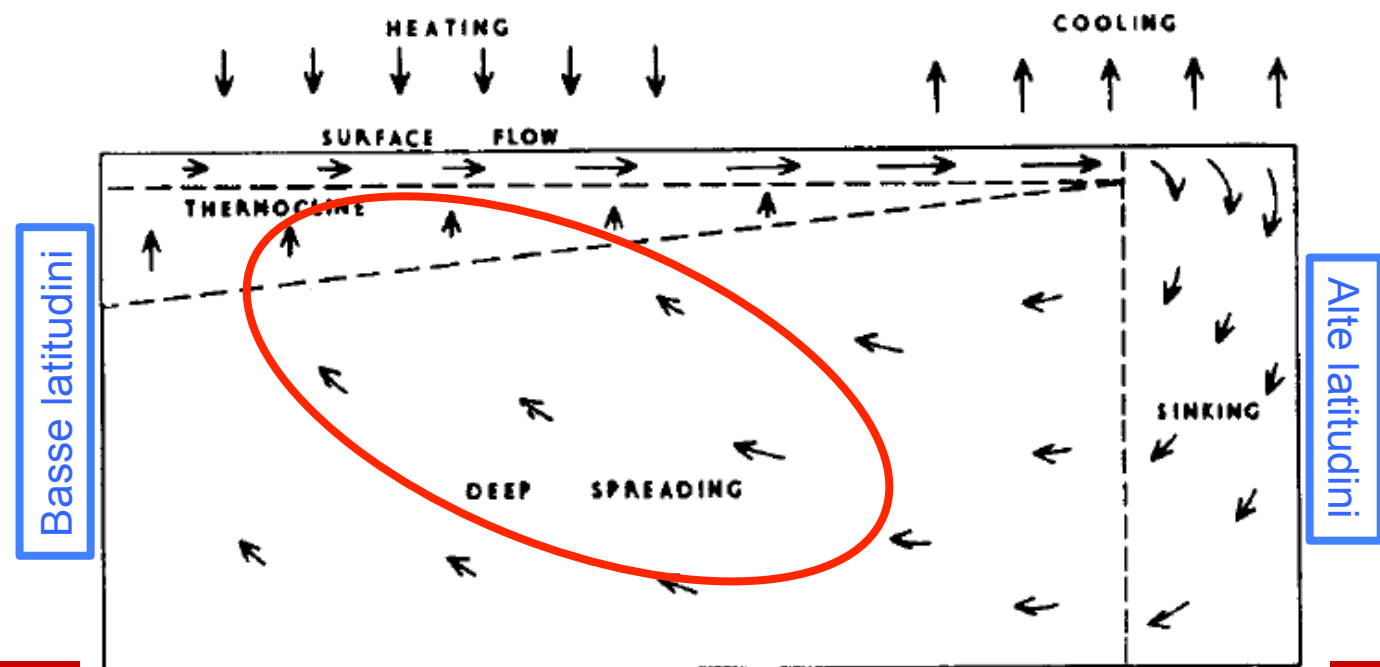
- *Third:* Hereafter the water spreads horizontally away from its subduction region. The hydrographic properties of this abyssal water mass (temperature, salinity, and natural and man-made tracers) are characteristic for its source region and formation process. The water can be followed along its path while it is (gradually) modified by mixing with surrounding water and biogeochemical aging. Adjustment of the abyssal density field will take place so that the deep flow can be described with the so-called geostrophic equilibrium. The spatial structure of this geostrophic adjustment depends on the locations where the vertical motion takes place, either subduction or upwelling.



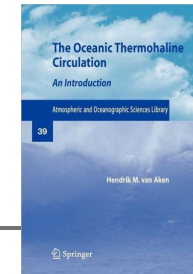
Circolazione termoalina



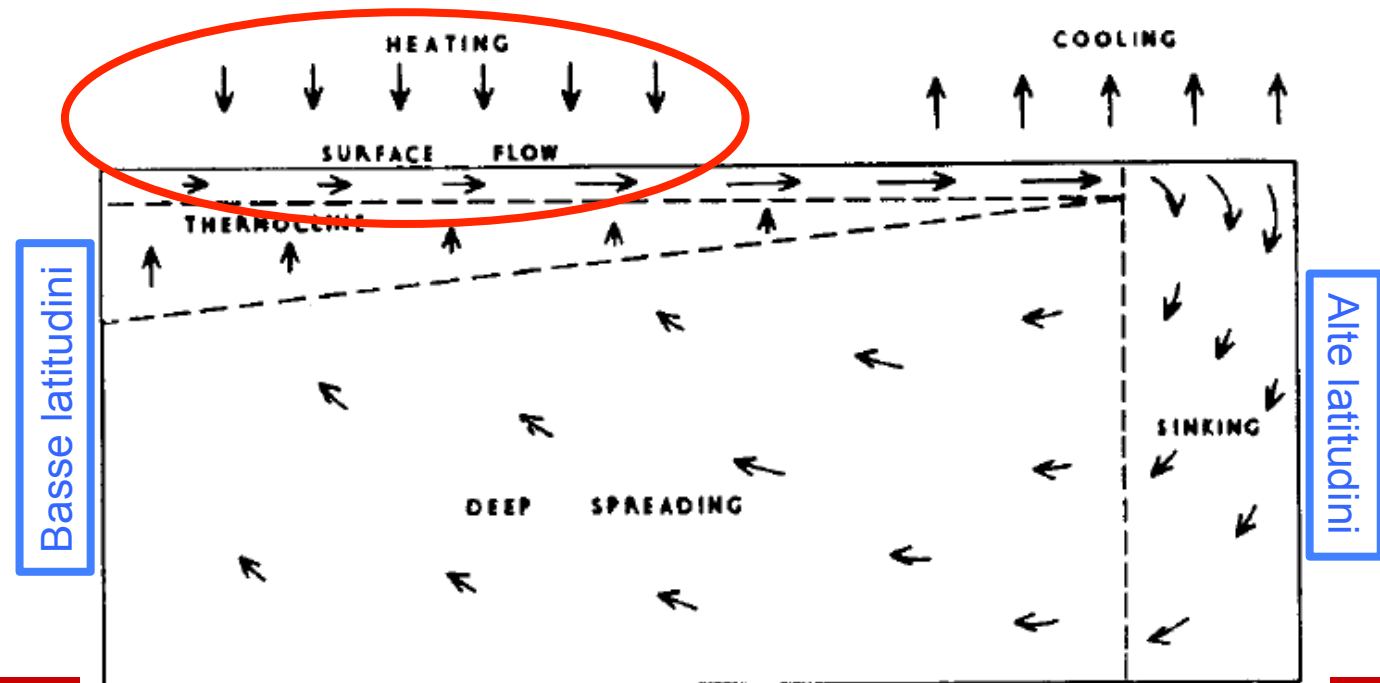
- *Fourth:* In some regions of the ocean upwelling of the deepwater to shallower levels will take place whereby, due to turbulent mixing with shallower water, temperature, salinity, and density adapt to the overlying layers of the ocean.



Circolazione termoalina



- *Fifth:* The upwelled water returns to the regions where the deep convective mixing takes place. This return flow is not necessarily a simple direct link and occurs for a large part or even completely in the wind-driven upper ocean.





THC & MOC

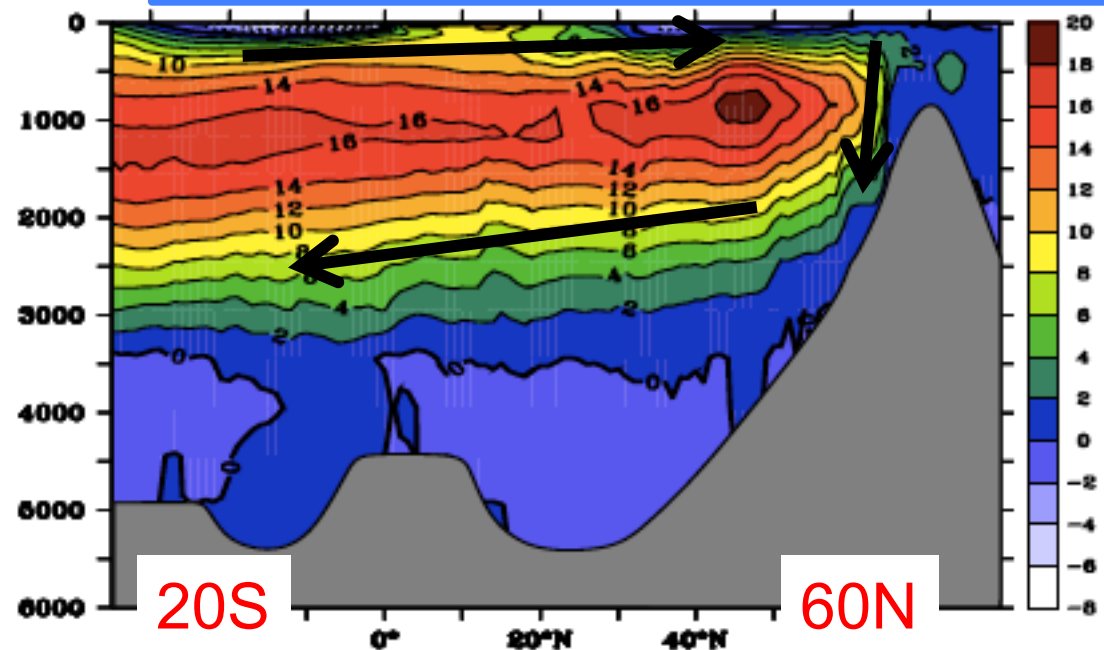


Thermohaline Ocean Circulation
Stefan Rahmstorf

A related, complementary concept is that of meridional overturning circulation (MOC). This refers to the north-south flow as a function of latitude and depth, often integrated in east-west direction across an ocean basin or the globe and graphically depicted as a stream function. The streamlines typically show a large-scale slow overturning motion of the ocean. The MOC can be easily diagnosed from a model, and in principle it can be measured in the ocean.

ATLANTIC OCEAN
MOC

Funzione di Flusso (Stream Function)
Trasporto meridionale (mediato Zonalmente)

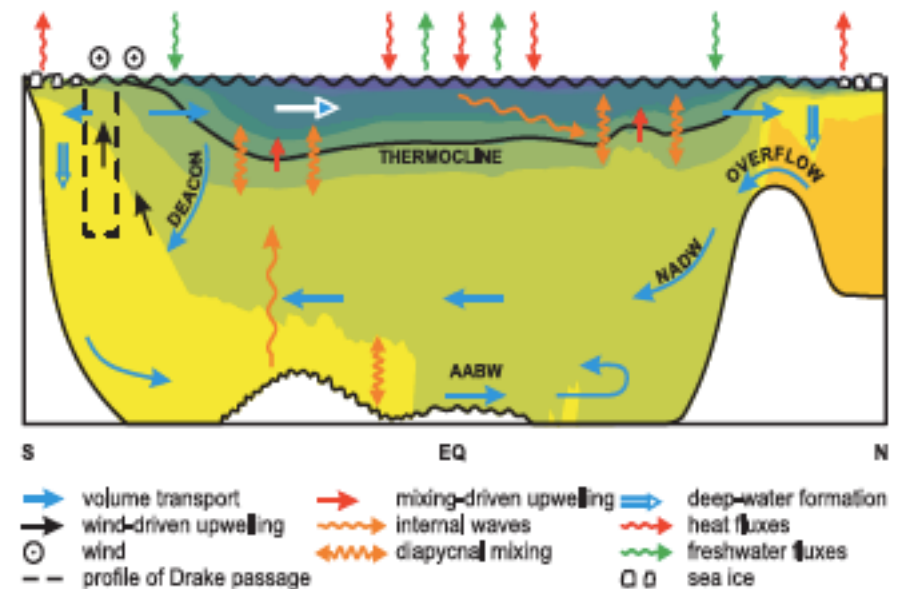


THC & MOC



Thermohaline Ocean Circulation
Stefan Rahmstorf

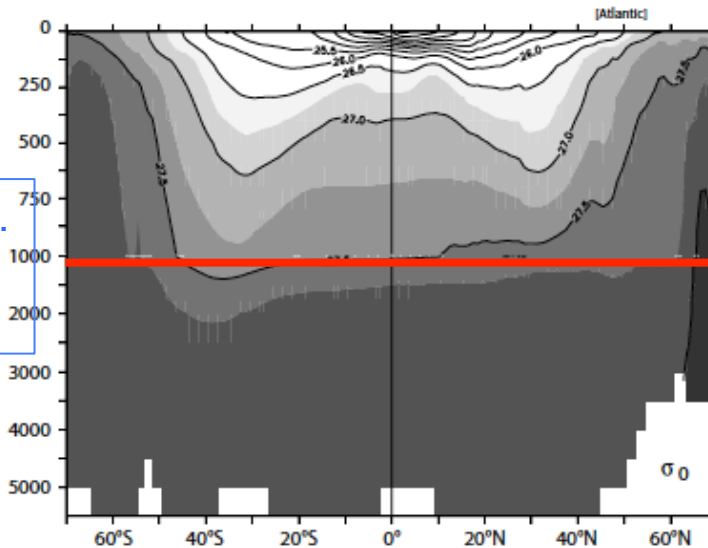
Although the terms THC and MOC are often inaccurately used as if synonymous, there strictly is no one-to-one relation between the two. The MOC includes clearly wind-driven parts, namely the Ekman cells consisting of the transport in the near-surface Ekman layer and a return flow below it. And a direct contribution of wind-driven currents even to the large-scale, deeper overturning is being increasingly discussed. On the other hand, the THC is of course not confined to the meridional direction; rather, it is also associated with zonal overturning cells. Hence, care should be taken with the terminology: the term THC should be reserved for a particular forcing mechanism, e.g., when discussing the influence of cooling or freshwater forcing on the ocean circulation. The term MOC should be used when describing a meridional flow field, e.g. from a model, which most often will show a mix of both wind-driven and thermohaline-flow.



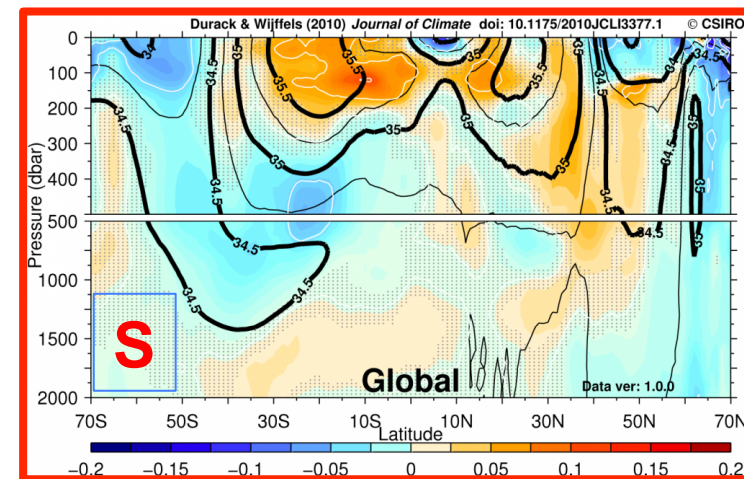
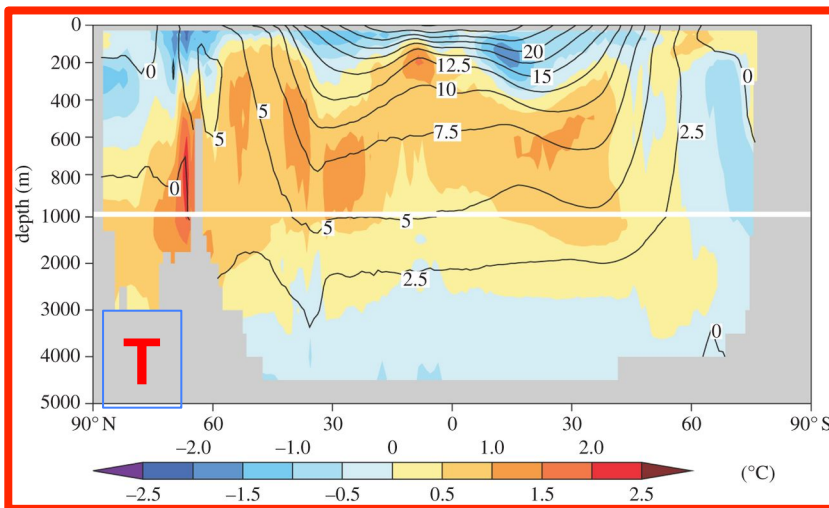
Meridional Overturning circulation



Gradiente zonale di densità.
Motore principale della
Circolazione termoalina

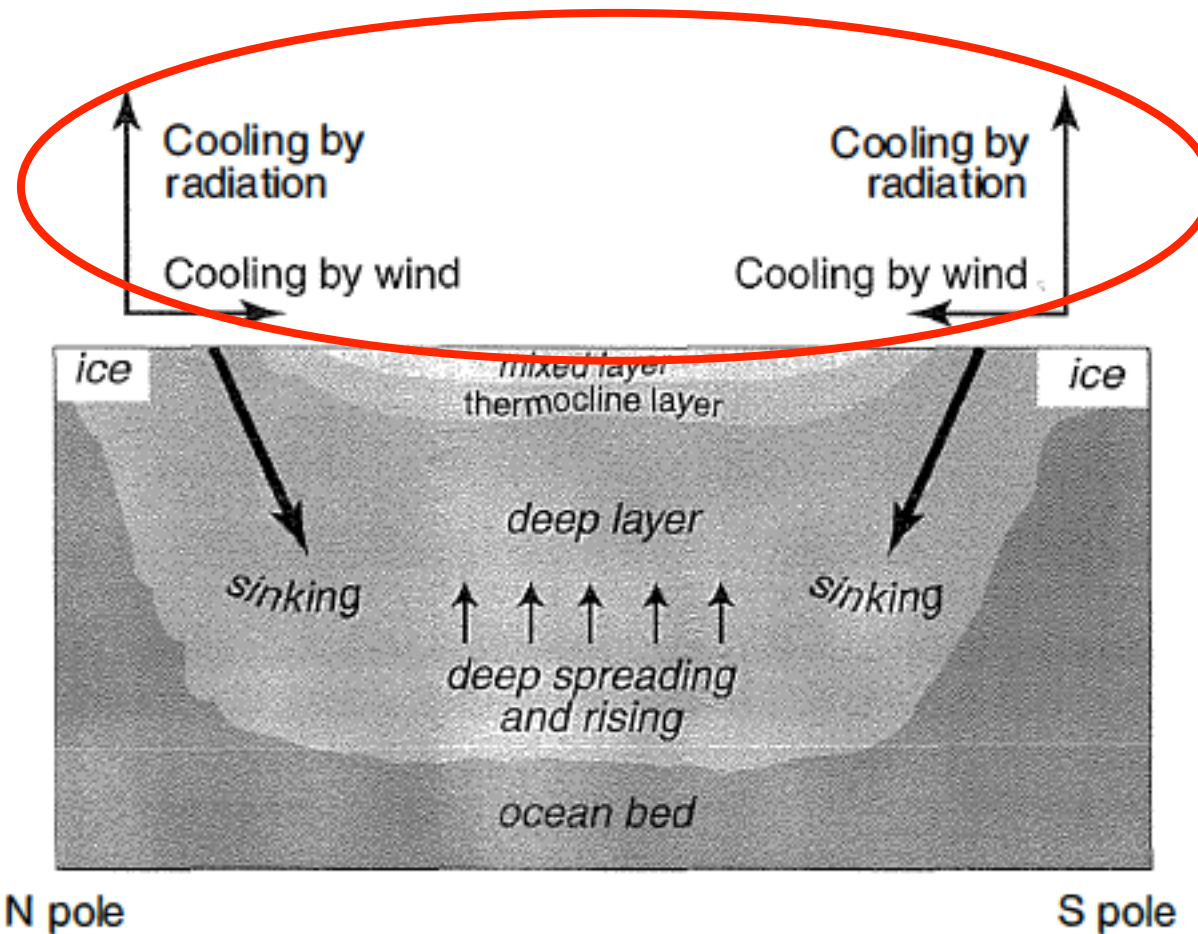


Determinato da variazioni
zonali di temperatura e
salinità



Meridional Overturning circulation

MOC: Il meccanismo generale.

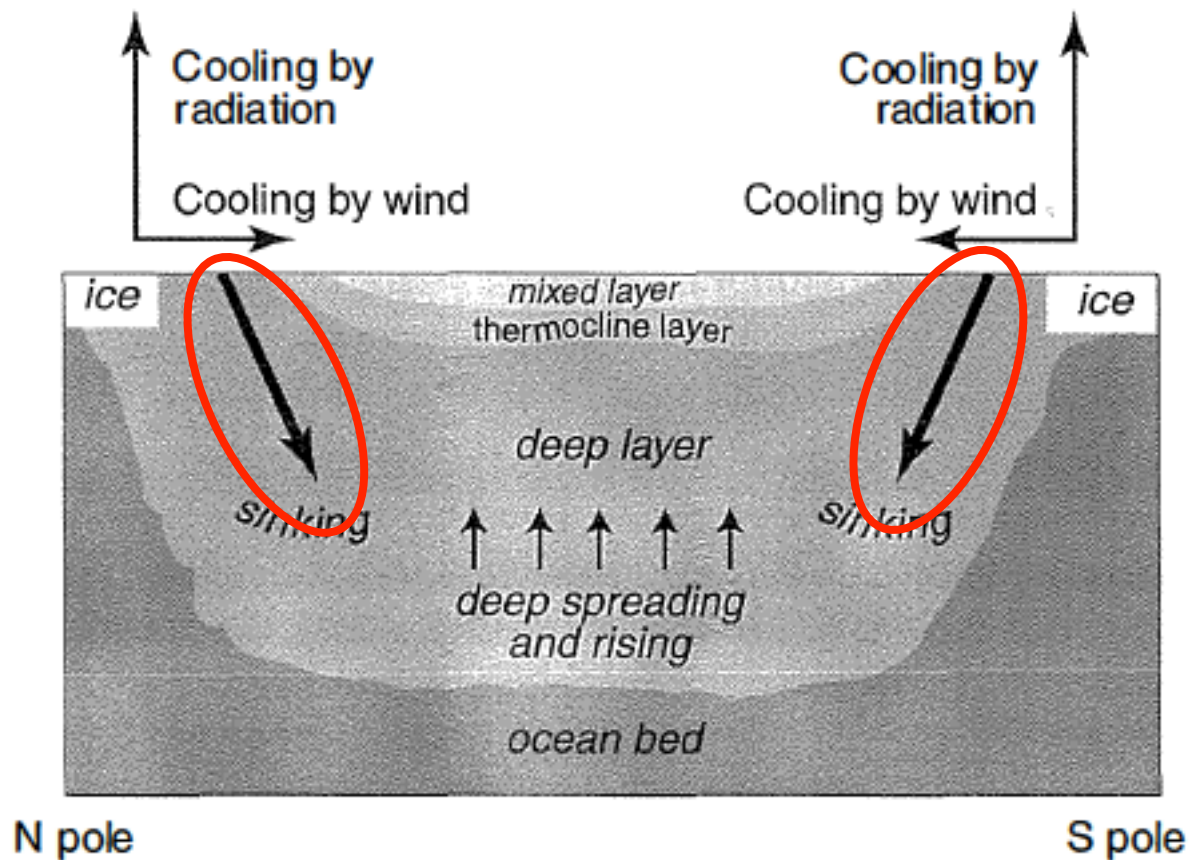


1. Alte latitudini
Diminuzione temperatura
Dovuta a perdita di calore
Per effetti radiativi e
non radiativi
(flusso di calore latente
Aumento salinità dovuto a
formazione ghiaccio

Aumento di densità

Meridional Overturning circulation

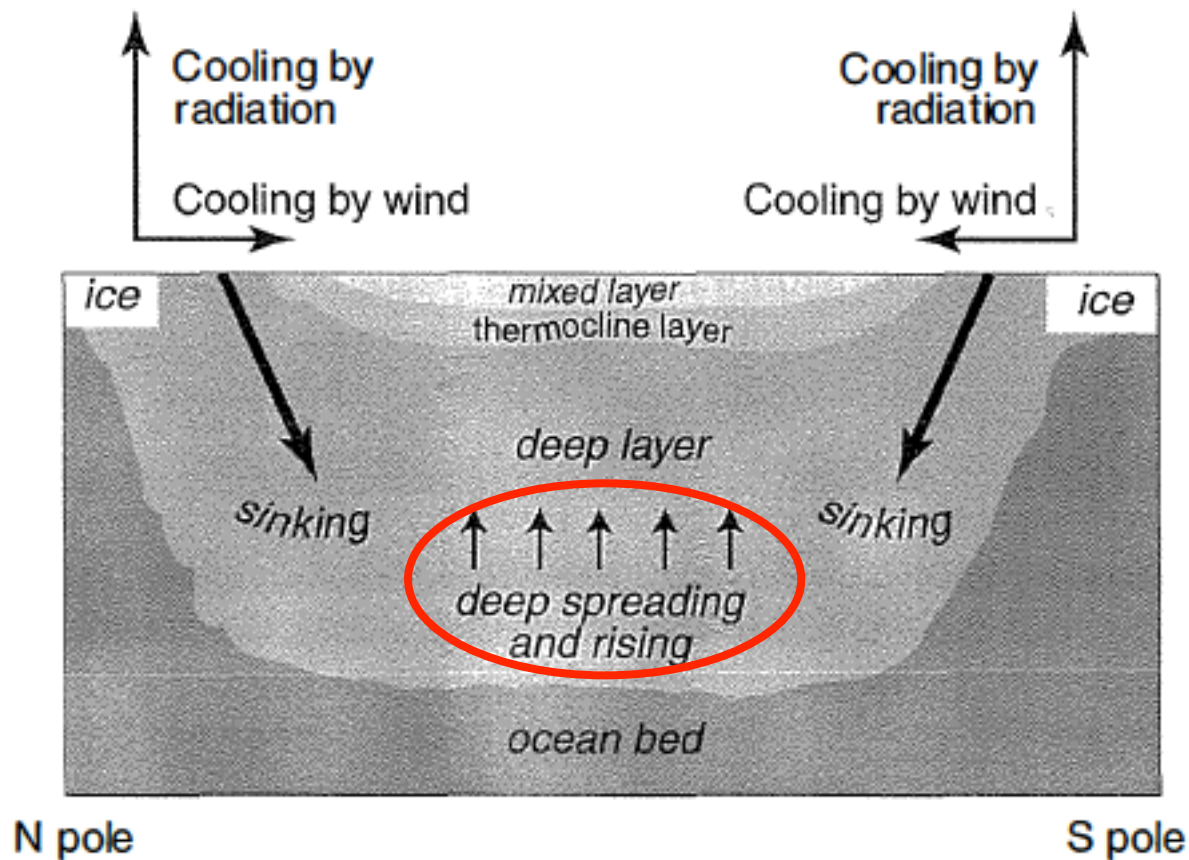
MOC. Il meccanismo generale.



2. Le acque dense superficiali
Scendono verso le grandi
Profondità (rimescolamento
Convettivo). E si muovono
In profondità verso le basse
latitudini e si diffondono

Meridional Overturning circulation

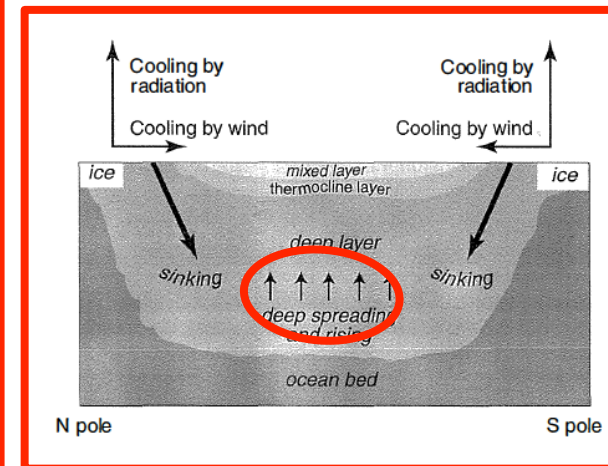
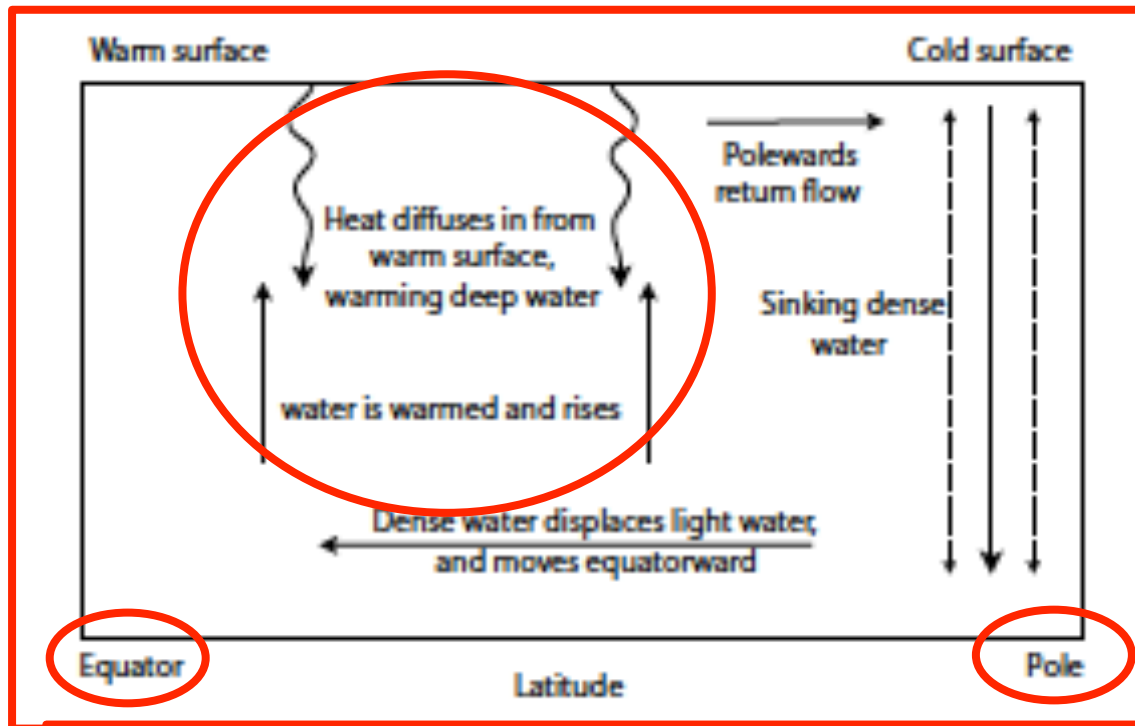
MOC. Il meccanismo generale.



2. Basse latitudini
Risalita delle acque profonde
Verso la superficie.

Meridional Overturning circulation

MOC. Il Contributo dei processi di rimescolamento e diffusione



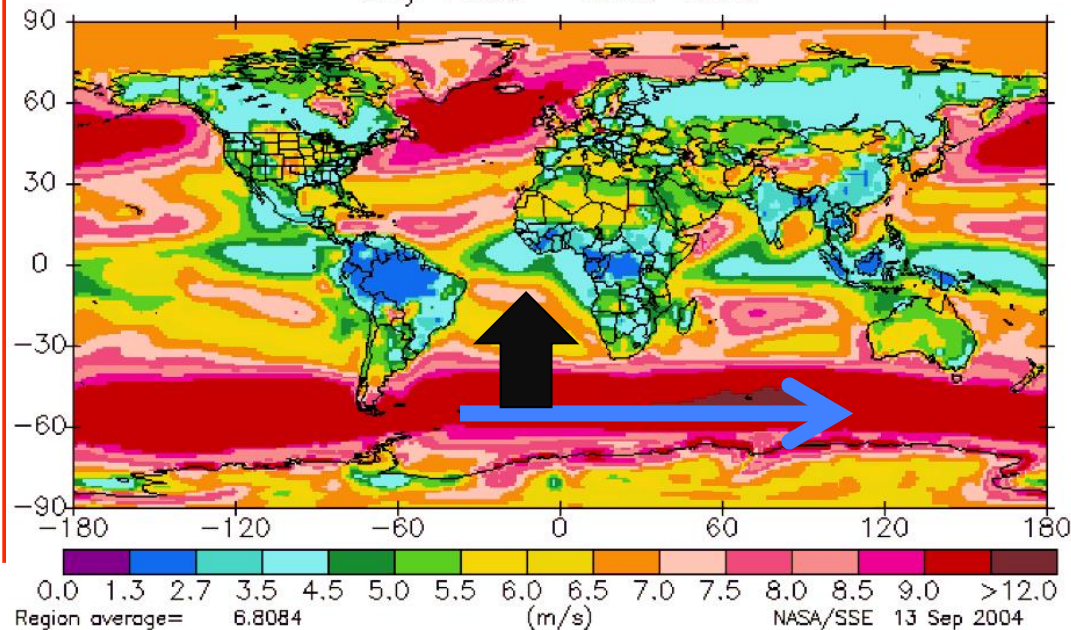
Risalita di acque profonde per riscaldamento diffusivo.
IN assenza di questo processo **di rimescolamento**, l'oceano profondo conterrebbe solo acqua molto densa senza alcuna possibilità di circolazione.

Meridional Overturning circulation



MOC. Il Contributo del forzante ventoso

Annual 50m Wind Speed
July 1983 – June 1993



→ Vento

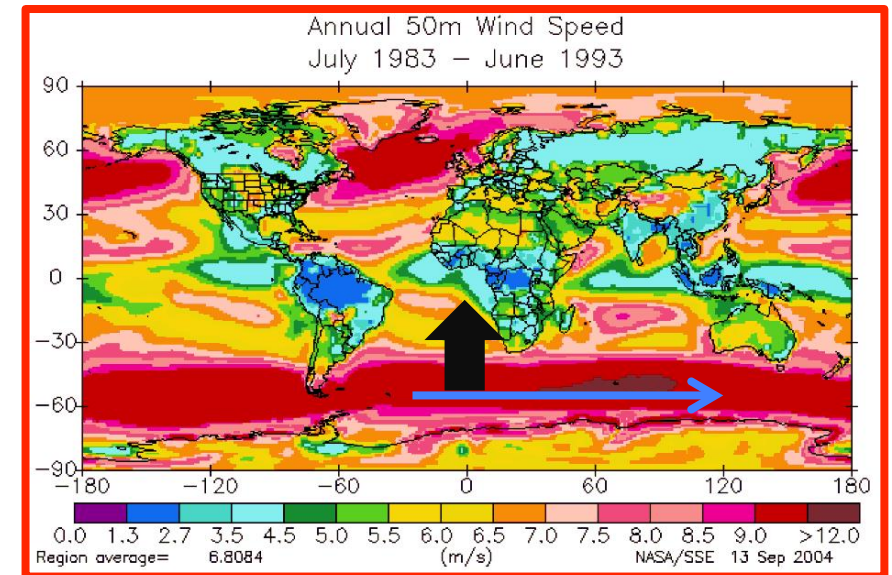
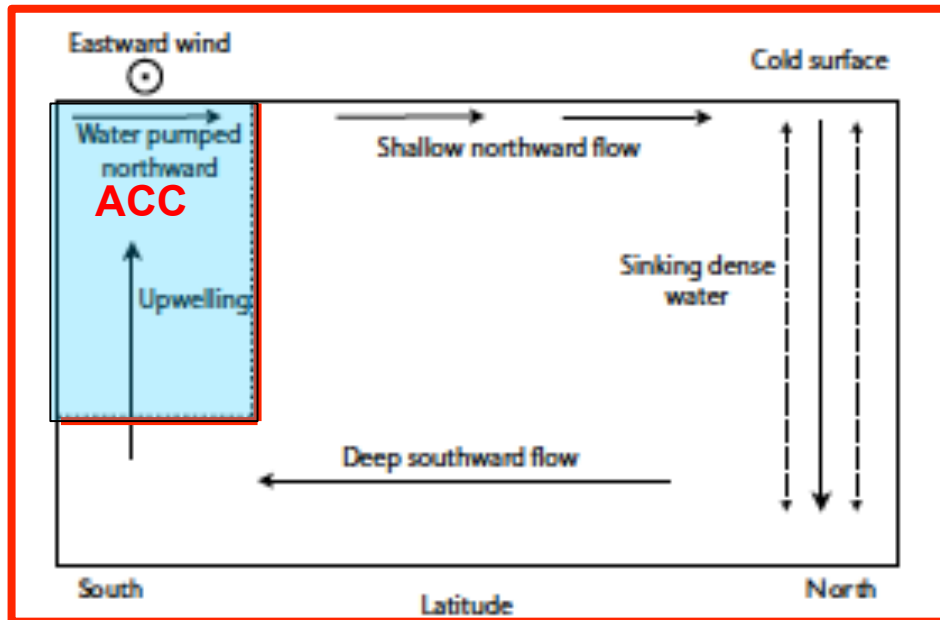
↑ Trasporto di massa
(oceanico)

Alte latitudini emisfero australe
(corrente circumpolare antartica, ACC):
forzante ventoso (venti orientali)
Determina trasporto oceanico di
massa verso sud.

La circolazione generale dell'oceano



MOC. Il Contributo del forzante ventoso



Risalita di acque profonde per upwelling dovuto all'azione del vento
IN assenza di questo processo **di upwelling**, l'oceano profondo conterrebbe solo acqua molto densa senza alcuna possibilità di circolazione.

Meridional Overturning circulation



Mettendo tutto insieme (esempio dall'oceano atlantico)

Acque superficiali

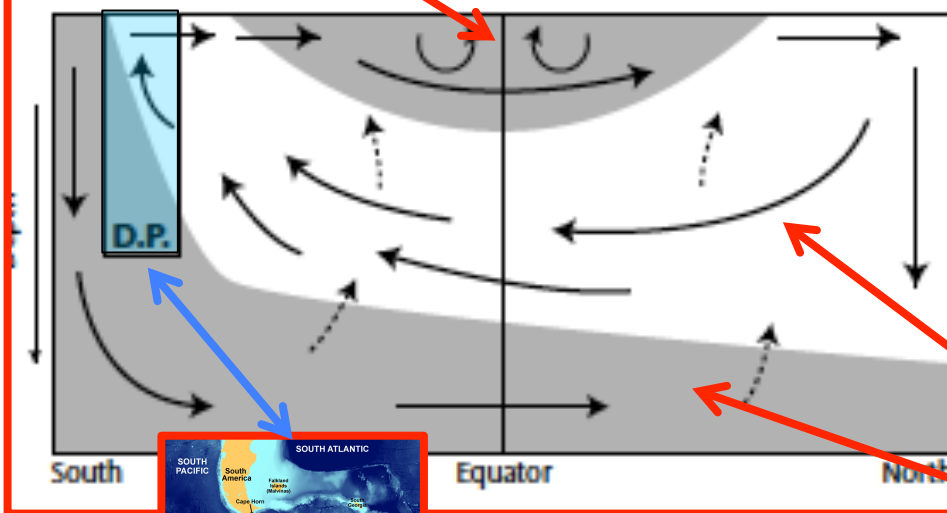


Figure 4.8. Schematic of the meridional overturning circulation, most applicable to the Atlantic Ocean (D.P. indicates the Drake Passage, the narrowest part of the ACC). The arrows indicate water flow, and dashed lines signify water crossing constant-density surfaces, made possible by mixing. The upper shaded area is the warm water sphere, including the subtropical thermocline and mixed layer, and the lower shaded region is Antarctic Bottom Water. The bulk of the unshaded region in between is North Atlantic Deep Water.

--- ➔ Flusso attraverso le isopiche

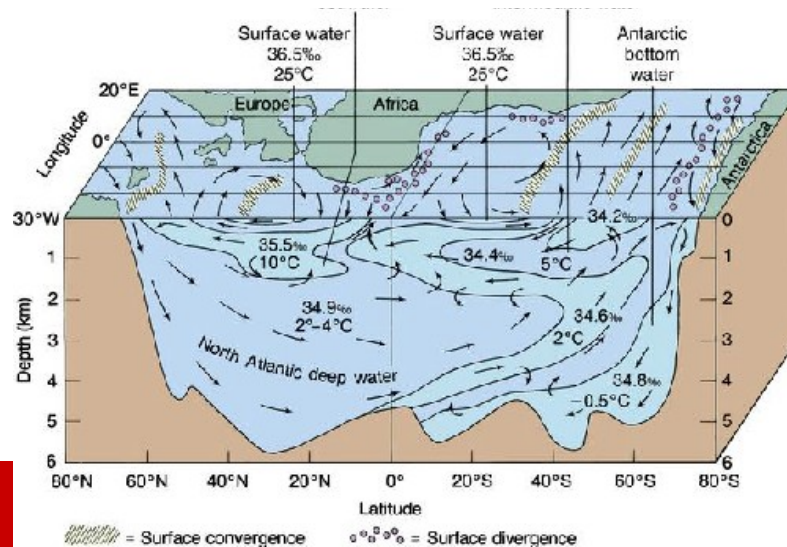
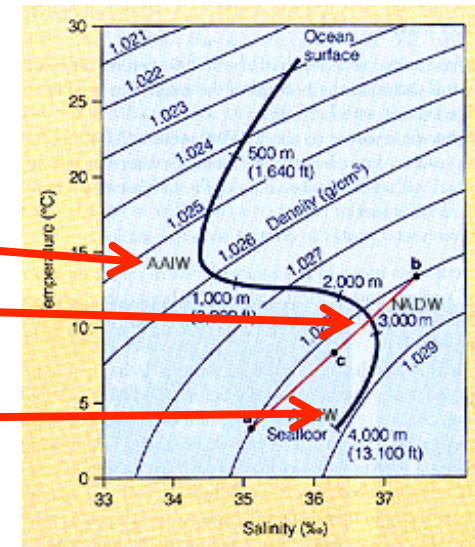
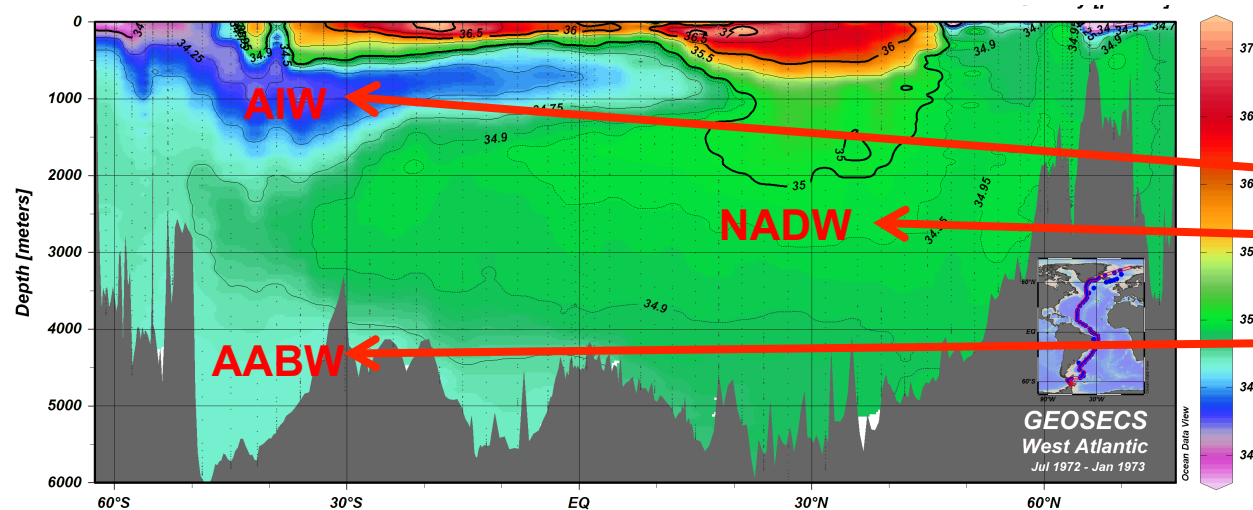
Acque profonde di origine nord-atlantica

Acque profonde di origine antartica

Formazione di acque dense (profonde): Nord Atlantico e Oceano antartico.
Risolita acque profonde (Mixing): Equatore-tropici
Risolita acque profonde (upwelling causato dal vento) alte latitudini oceano australe.

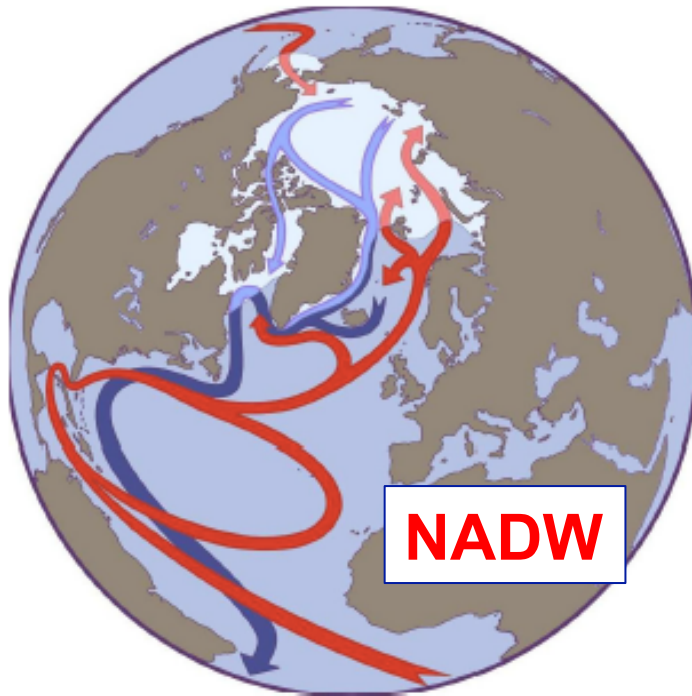
Meridional Overturning circulation

Oceano Atlantico Sezione meridionale di salinità (GEOSECS)



AIW: Antarctic Intermediate Water
NADW: North Atlantic Deep Water
AABW: Antarctic Bottom Water

Meridional Overturning circulation



NADW

Fig. 3 Circulation of the northern Atlantic and Arctic oceans. This simplified cartoon shows surface currents in red and North Atlantic Deep Water (NADW) in blue. The winter sea ice cover (white) is held back in the Atlantic sector by the warm North Atlantic Current.

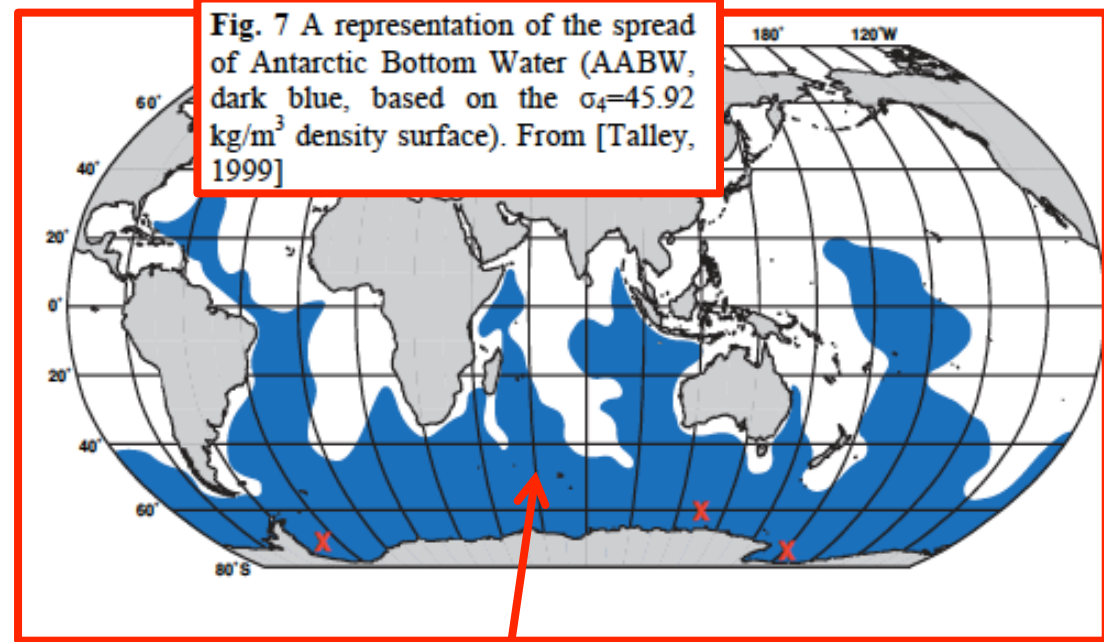
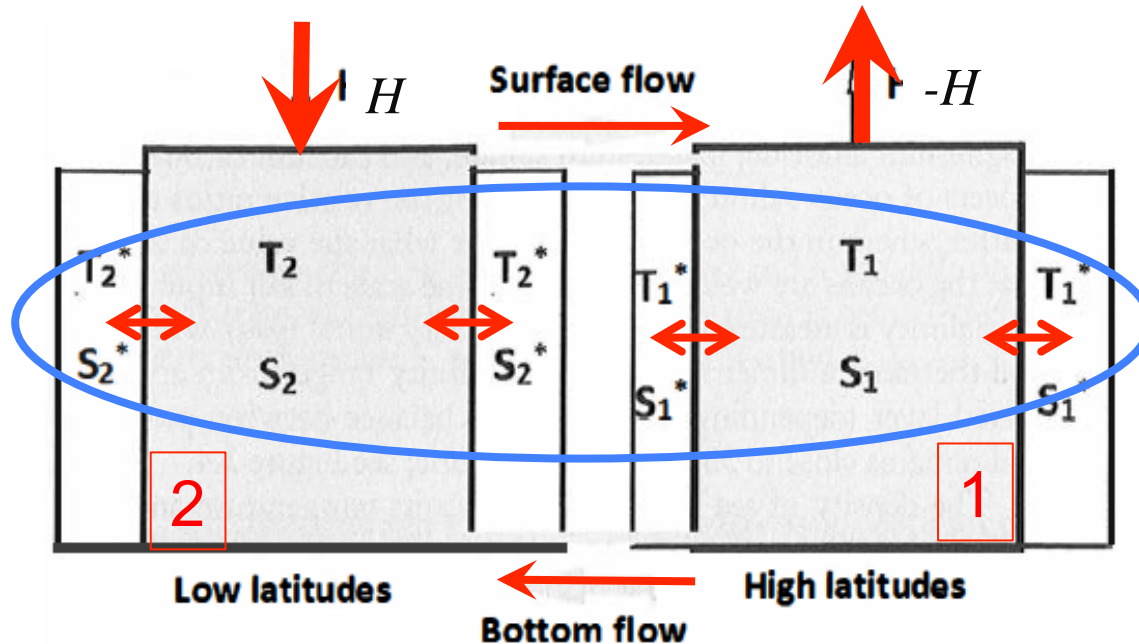


Fig. 7 A representation of the spread of Antarctic Bottom Water (AABW, dark blue, based on the $\sigma_4=45.92$ kg/m³ density surface). From [Talley, 1999]

AABW

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Nord Atlantico rappresentato da
Due "Boxes"

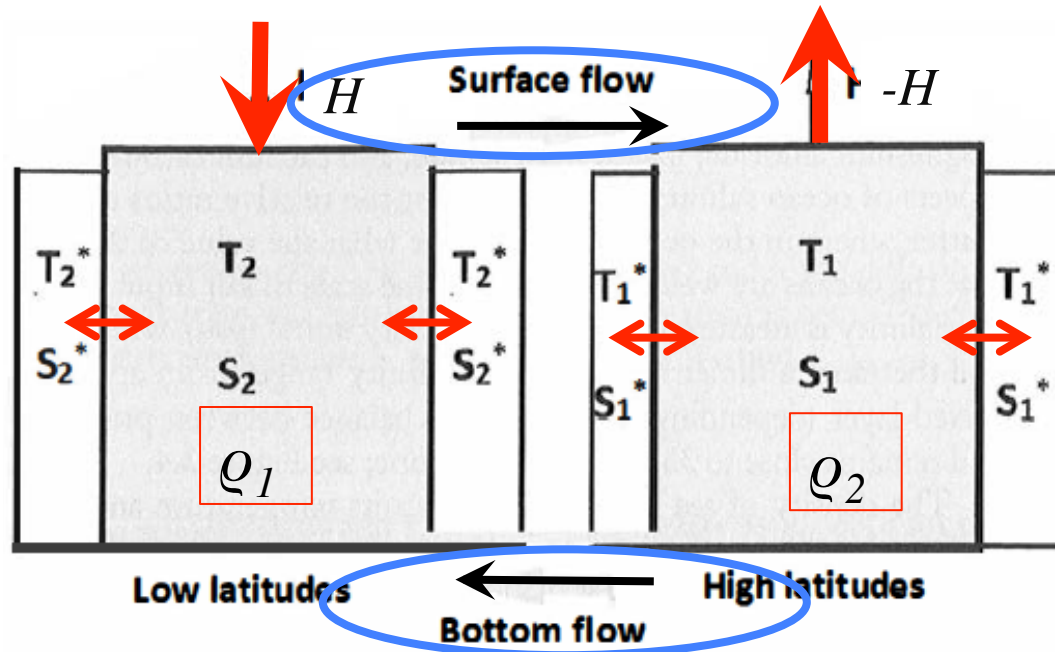
Box 1: Regioni polari (alte latitudini)
Box 2: Regioni equatoriali
(basse latitudini)

Ciascuna "Box": "well mixed" (T e S Uniformi):

Box 1: T_1, S_1 (scambia lateralmente proprietà con un bacino avente T_1^* e S_1^* costanti)

Box 2: T_2, S_2 (scambia lateralmente proprietà con un bacino avente T_2^* e S_2^* costanti)

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Se:

$$T_1 \neq T_2$$

e/o

$$S_1 \neq S_2$$

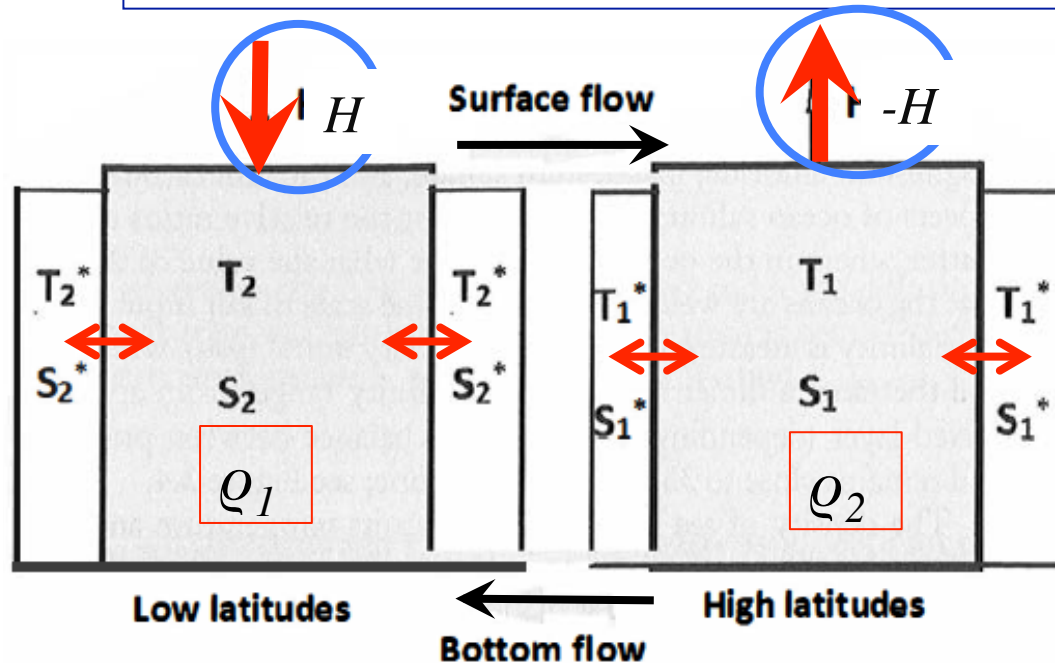
La densità (ρ) nelle due "box" sarà
differente:

$$\rho_1 \neq \rho_2$$

Differenze di densità \rightarrow differenti pressioni al fondo delle "boxes" \rightarrow flusso attraverso il tubo "inferiore" (**bottom flow**) che collega le "boxes".

Bottom flow: compensato dal flusso opposto attraverso il tubo superiore (**surface flow**)
Il volume di ciascuna "box" è conservato.

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



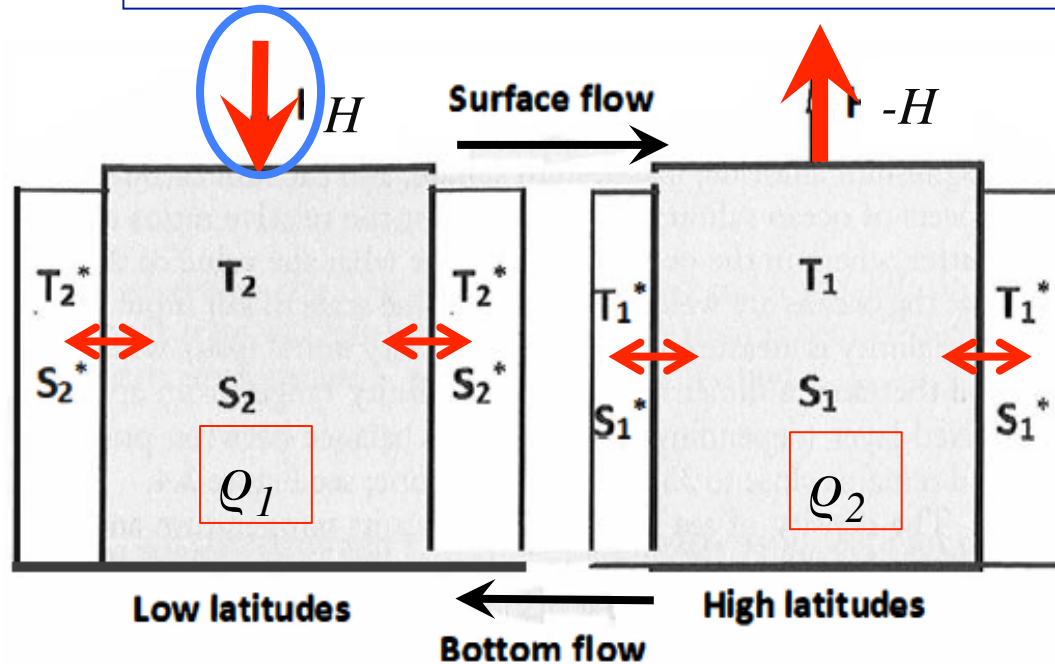
Alla superficie delle "Boxes"
Un flusso di sale "virtuale" (H)
rappresenta gli effetti del flusso di
acqua dolce
Evaporazione –Precipitazioni-Scarico
fluviale:
 $(E-P-R)$

Flusso di sale virtuale:

$E-P-R > 0 \rightarrow E > (P+R)$ aumento di S (Concentrazione. corrisponde ad un "input" virtuale di Sale ($H > 0$))

$E-P-R, 0 \rightarrow E > (P+R)$ diminuzione di S (Diluizione. corrisponde ad un "output" virtuale di Sale ($H < 0$))

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Nella box "low latitudes":

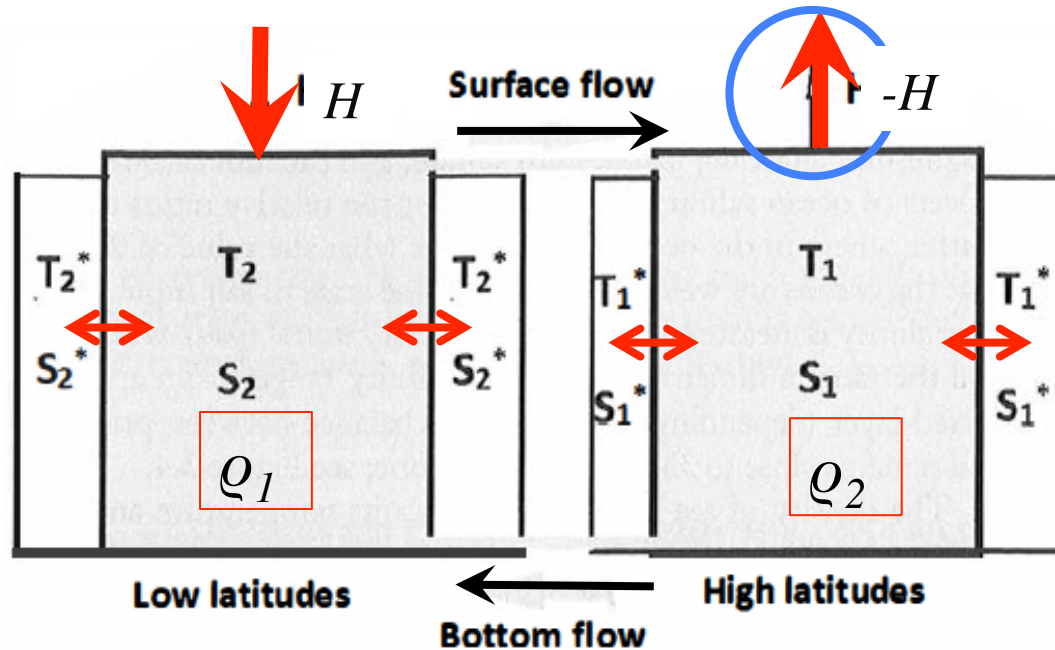
$$T_2 > T_1$$

$E > (P+R)$ quindi

$$H > 0$$

L'oceano "perde" acqua (effetto di concentrazione) → la salinità aumenta
Quindi:
Flusso positivo di sale nella "box":

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



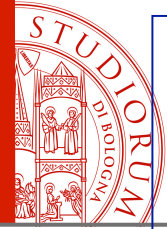
Nella box "high latitude":

$$T_1 < T_2$$

$$E < (P + R) \text{ quindi}$$

$$H < 0$$

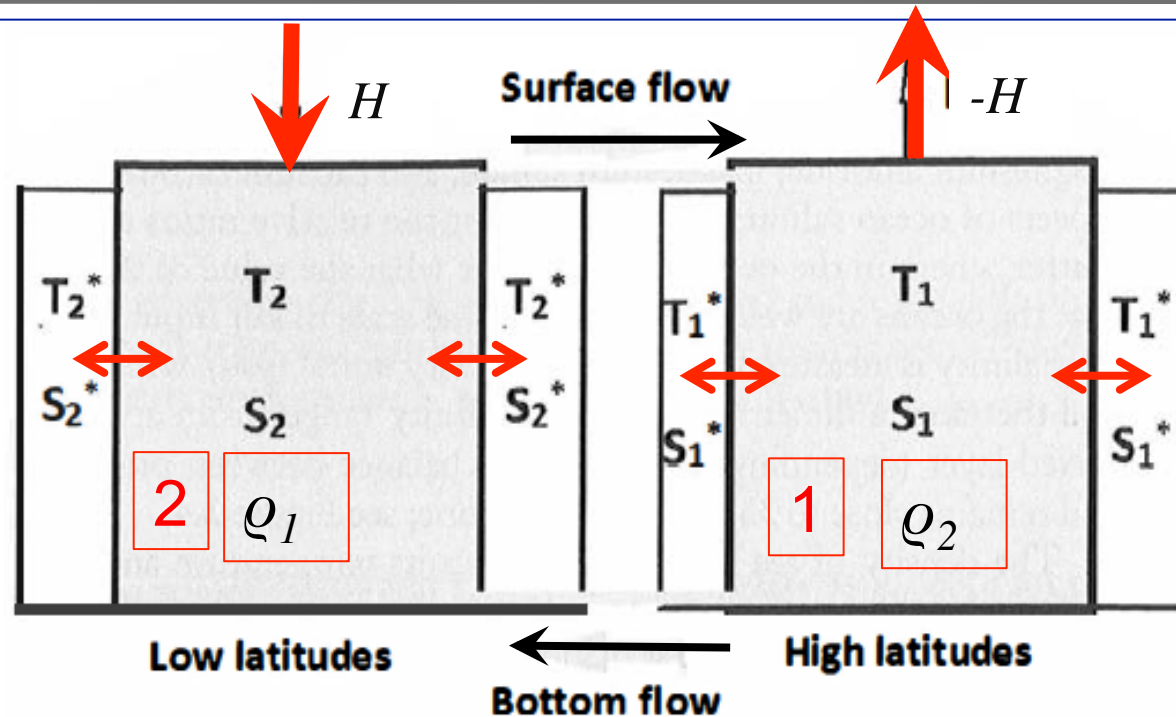
L'oceano "guadagna" acqua (effetto di diluizione) → la salinità diminuisce
Quindi:
Flusso negativo di sale nella "box":



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts



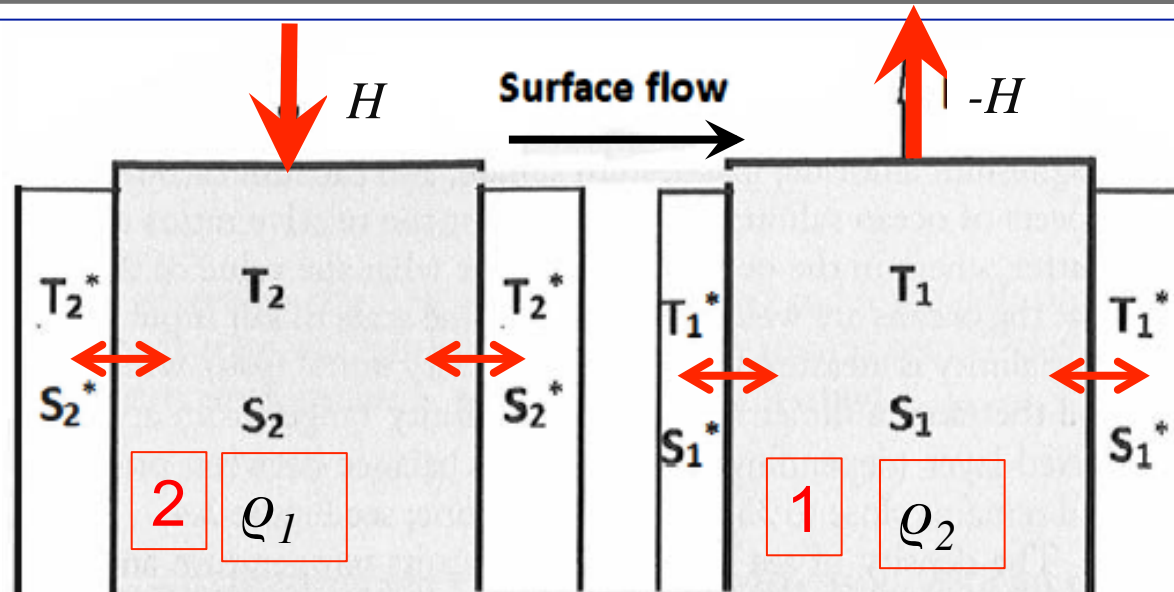
Box 2

Temperatura: T_2
Salinità: S_2
Densità: ρ_2
Temperatura Oceano 'Adiacente' (costante): T_2^*
Salinità Oceano 'Adiacente': S_2^*
Flusso virtuale di sale: H

Box 1

Temperatura: T_1
Salinità: S_1
Densità: ρ_1
Temperatura Oceano 'Adiacente' (costante): T_1^*
Salinità Oceano 'Adiacente': S_1^*
Flusso virtuale di sale: $-H$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Bottom flow (q):

Determinato dalla differenza di pressione al fondo delle due "boxes"

La differenza di pressione dipende (proporzionalmente) dalla differenza di densità

$$q = k \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_0}$$

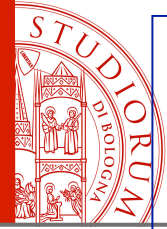
k =costante di proporzionalità

$q > 0$ **Bottom flow**

Box1 \rightarrow Box2

ρ_0 =densità di riferimento

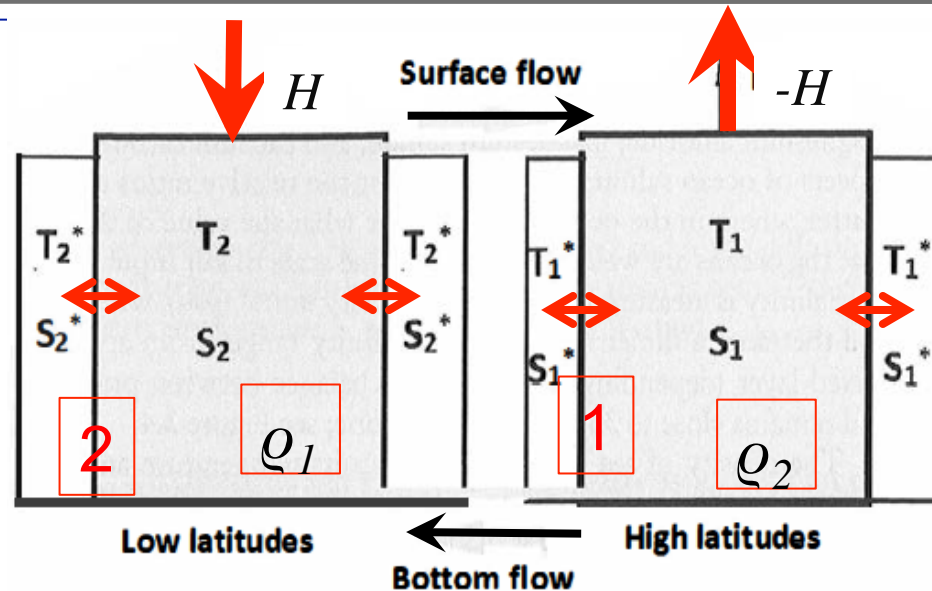
$q < 0$ **Bottom flow Box2 \rightarrow Box1**



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts



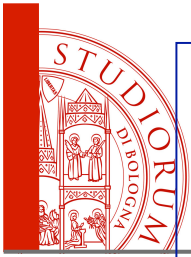
$$q = k \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_0}$$

k =costante di proporzionalità (idraulica). Parametrizzazione delle condizioni di flusso (attrito del fondo, rimescolamento turbolento alla superficie ecc.)

Valore adeguato: $k = 1.5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

Equazione di stato: definisce ρ in funzione di T e S . Si adotta la forma lineare:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)]$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)]$$

T_0, S_0 : Temperatura e salinità di riferimento

ρ_0 : densità per $T=T_0$ e $S=S_0$

α : coefficiente di espansione termica ($\alpha = 1.5 \cdot 10^{-4} K^{-1}$)

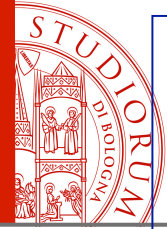
β coefficiente di espansione salina ($\beta = 8 \cdot 10^{-4} psu^{-1}$)

Ricordare!: variazioni di temperatura e salinità hanno effetti opposti sulla densità

$$\rho = \rho_0 [(-\alpha)(T - T_0) + \beta(S - S_0)]$$

Aumento di temperatura: densità diminuisce

Aumento di salinità: densità aumenta



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

La densità nelle due “boxes” sarà quindi data da:

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha(T_i - T_0) + \beta(S_i - S_0)] \quad i = 1, 2$$

Cioè:

$$\rho_1 = \rho_0 [1 - \alpha(T_1 - T_0) + \beta(S_1 - S_0)]$$

$$\rho_2 = \rho_0 [1 - \alpha(T_2 - T_0) + \beta(S_2 - S_0)]$$

Sostituendo le due espressioni per ρ_1 e ρ_2 in:

$$q = k \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_0}$$

Si ottiene:

$$q = k [\alpha(T_2 - T_1) - \beta(S_2 - S_1)]$$

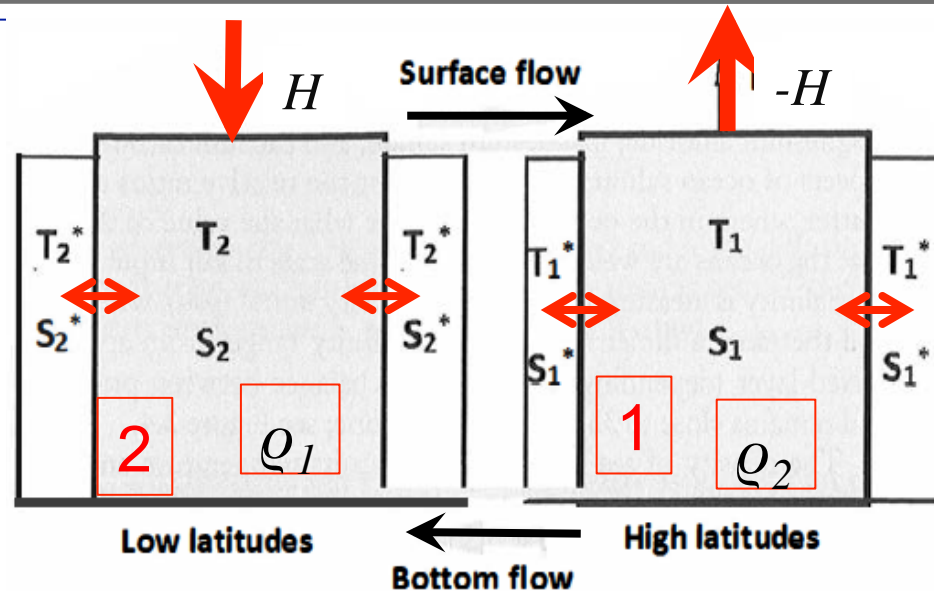
Temperatura e salinità
hanno effetti opposti sul
flusso q .
Non è possibile dedurre
la direzione del flusso

N.B.!!!!

$q > 0$. se bottom flow
Diretto verso equatore.

$q > 0$ se bottom flow
Diretto verso polo

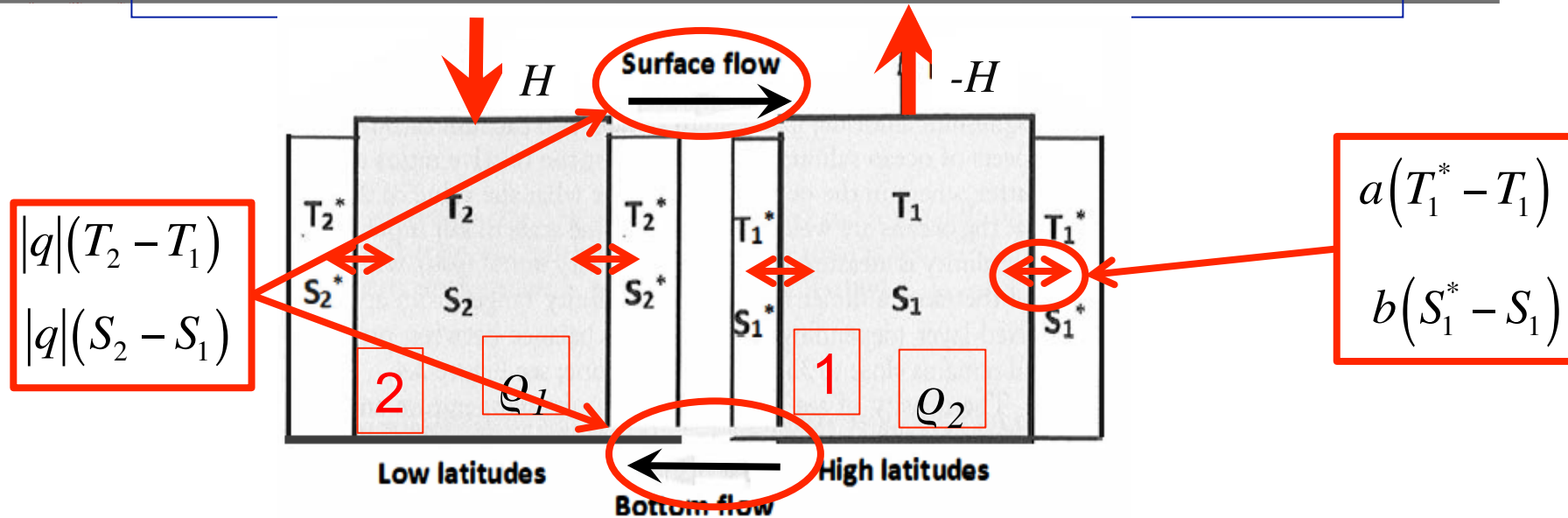
Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Le equazioni che governano le variazioni di T ed S nelle due “Boxes” devono considerare tutte le sorgenti (“sources”) e tutti i pozzi (“sinks”) vale a dire guadagni e perdite dovuti a

- Scambi di T e S con l’oceano circostante
ponendo:
 a =coefficiente di trasferimento laterale di T
 b =coefficiente di trasferimento laterale di S
- Perdite e guadagni di sale dovuti al flusso virtuale
- Scambi fra boxes (bottom e surface flux).

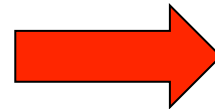
Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Esempio: le equazioni per T_1 e S_1

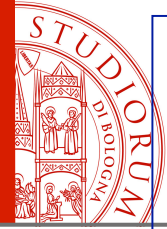
$$\frac{dT_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + qT_2 - qT_1$$

$$\frac{dS_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + qS_2 - qS_1$$



$$\frac{dT_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(T_2 - T_1)$$

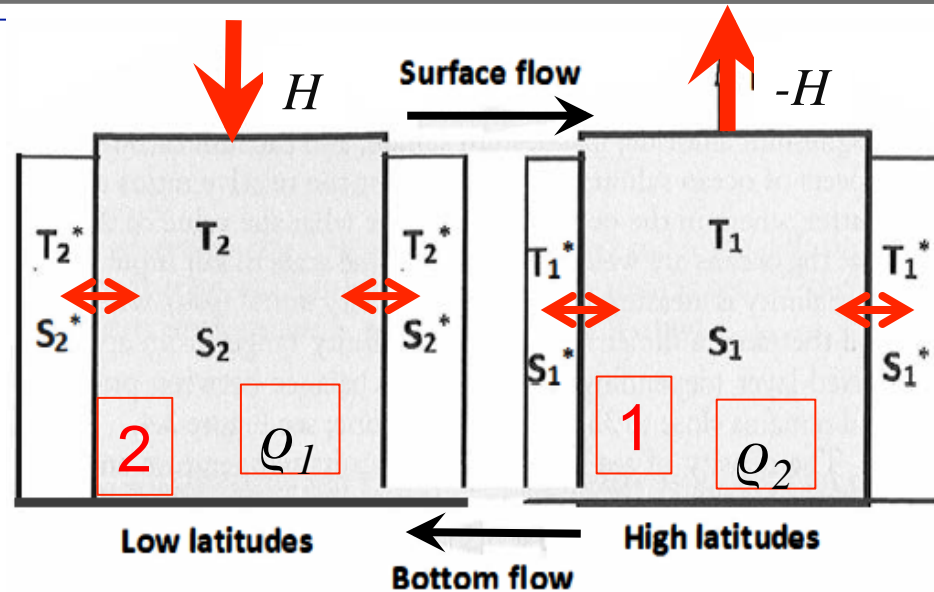
$$\frac{dS_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1)$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts



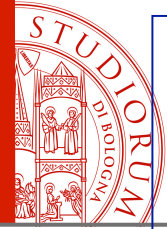
Si ottiene quindi un sistema di 4 equazioni differenziali ordinarie.

$$\frac{dT_2}{dt} = a(T_2^* - T_2) + |q|(T_1 - T_2)$$

$$\frac{dT_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(T_2 - T_1)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = H + b(S_2^* - S_2) + |q|(S_1 - S_2)$$

$$\frac{dS_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1)$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

Equazioni di stato per:

$$\rho_i = \rho_0 [1 - \alpha(T_i - T_0) + \beta(S_i - S_0)] \quad i = 1, 2 \quad \text{acqua nelle "boxes" 1 e 2}$$

$$\rho_i^* = \rho_0 [1 - \alpha(T_i^* - T_0^*) + \beta(S_i^* - S_0^*)] \quad i = 1, 2 \quad \text{acqua che circonda le "boxes" 1 e 2}$$

Si pone:

$$T_0 = 0.5(T_1 + T_2) \quad S_0 = 0.5(S_1 + S_2) \quad \text{Temperatura e salinità medie per le due "boxes"}$$

$$T_0^* = 0.5(T_1^* + T_2^*) \quad S_0^* = 0.5(S_1^* + S_2^*) \quad \text{Temperatura e salinità medie per l'acqua che circonda le due "boxes"}$$

Quindi

$$T_1 = \frac{T_0 - 0.5T_2}{0.5} = 2T_0 - T_2 \quad S_1 = 2S_0 - S_2$$
$$T_1^* = 2T_0^* - T_2^* \quad S_1^* = 2S_0^* - S_2^*$$

$T_0^* S_0^*$ Sono la media di valori costanti e sono quindi anch'essi costanti

Sostituendo nella equazione di conservazione per T_1 :

$$\frac{dT_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(T_2 - T_1)$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{dT_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(T_2 - T_1)$$

Si ottiene:

$$\frac{d}{dt}(2T_0 - T_2) = a(2T_0^* - T_2^* - 2T_0 + T_2) + |q|(T_2 - 2T_0 + T_2) \quad \text{riorganizzando:}$$

$$2\frac{dT_0}{dt} - \frac{dT_2}{dt} = 2a(T_0^* - T_0) - a(T_2^* - T_2) + 2|q|(T_2 - T_0)$$

Ma:

Eq. di conservazione
Per T_2 .

$$\frac{dT_2}{dt} = a(T_2^* - T_2) + |q|(T_1 - T_2)$$

sostituendo:

$$2\frac{dT_0}{dt} - \cancel{a(T_2^* - T_2)} - |q|(T_1 - T_2) = 2a(T_0^* - T_0) - \cancel{a(T_2^* - T_2)} + 2|q|(T_2 - T_0)$$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

Si ottiene:

$$2 \frac{dT_0}{dt} - |q|(T_1 - T_2) = 2a(T_0^* - T_0) + 2|q|(T_2 - T_0)$$

$$T_1 = 2T_0 - T_2 \quad \text{sostituendo:}$$

$$2 \frac{dT_0}{dt} - 2|q|(T_0 - T_2) = 2a(T_0^* - T_0) + 2|q|(T_2 - T_0)$$

~~$$2 \frac{dT_0}{dt} + 2|q|(T_2 - T_0) = 2a(T_0^* - T_0) + 2|q|(T_2 - T_0)$$~~

$$\frac{dT_0}{dt} = a(T_0^* - T_0) \quad \text{applicando lo stesso procedimento alla equazione di conservazione per } S_1$$

$$\frac{dS_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1) \quad \text{Si ottiene} \quad \frac{dS_0}{dt} = b(S_0^* - S_0)$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{dT_0}{dt} = a(T_0^* - T_0)$$

$$\frac{dS_0}{dt} = b(S_0^* - S_0)$$

Per $t \rightarrow \infty$ la temperatura e la salinità medie per le due "boxes" tende alla temperatura e salinità medie dell'acqua che le circonda.

Consideriamo quindi T_0^* e S_0^* (COSTANTI!!!!) come temperature e salinità di riferimento e introduciamo le anomalie di Temperatura e Salinità, cioè le deviazioni dal valore di riferimento:

$$\hat{T}_1 = T_1 - T_0^* \quad \hat{T}_2 = T_2 - T_0^* \quad \hat{S}_1 = S_1 - S_0^* \quad \hat{S}_2 = S_2 - S_0^* \quad \text{di conseguenza:}$$

$$T_2 - T_1 = \hat{T}_2 - \hat{T}_1 \quad S_2 - S_1 = \hat{S}_2 - \hat{S}_1 \quad \text{Il sistema di equazioni diventa}$$

$$\frac{dT_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(T_2 - T_1)$$

$$\frac{d\hat{T}_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(\hat{T}_2 - \hat{T}_1)$$

$$\frac{dT_2}{dt} = a(T_2^* - T_2) + |q|(T_1 - T_2)$$

$$\frac{d\hat{T}_2}{dt} = a(T_2^* - T_2) + |q|(\hat{T}_1 - \hat{T}_2)$$

$$\frac{dS_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1)$$

$$\frac{d\hat{S}_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(\hat{S}_2 - \hat{S}_1)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = H + b(S_2^* - S_2) + |q|(S_1 - S_2)$$

$$\frac{d\hat{S}_2}{dt} = H + b(S_2^* - S_2) + |q|(\hat{S}_1 - \hat{S}_2)$$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

$$\frac{d\hat{T}_1}{dt} = a(T_1^* - T_1) + |q|(\hat{T}_2 - \hat{T}_1)$$

$$\frac{d\hat{T}_2}{dt} = a(T_2^* - T_2) + |q|(\hat{T}_1 - \hat{T}_2)$$

$$\frac{d\hat{S}_1}{dt} = -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(\hat{S}_2 - \hat{S}_1)$$

$$\frac{d\hat{S}_2}{dt} = H + b(S_2^* - S_2) + |q|(\hat{S}_1 - \hat{S}_2)$$

I termini di scambio con l'oceano "adiacente" devono
Ancora essere definiti in termini di anomalie.

Ad es:

$$\hat{T}_1 = T_1 - T_0^* \quad T_0^* = 0.5(T_1^* + T_2^*)$$

quindi

$$T_1 = \hat{T}_1 + T_0^* = \hat{T}_1 + 0.5(T_1^* + T_2^*)$$

$$T_1^* - T_1 = T_1^* - \hat{T}_1 - 0.5(T_1^* + T_2^*) = 0.5(T_1^* - T_2^*) - \hat{T}_1 = -0.5(T_2^* - T_1^*) - \hat{T}_1$$

Ponendo (per semplicità)

$$T^* = 0.5(T_1^* - T_2^*) \text{ si ha } T_1^* - T_1 = -T^* - \hat{T}_1$$

Ripetendo il procedimento per:

$$(T_2^* - T_2) \quad (S_2^* - S_1) \quad (S_1^* - S_1)$$

Il sistema di 4 equazioni differenziali ordinarie diventa.....



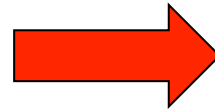


Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\begin{aligned}\frac{d\hat{T}_1}{dt} &= a(T_1^* - T_1) + |q|(\hat{T}_2 - \hat{T}_1) \\ \frac{d\hat{T}_2}{dt} &= a(T_2^* - T_2) + |q|(\hat{T}_1 - \hat{T}_2) \\ \frac{d\hat{S}_1}{dt} &= -H + b(S_1^* - S_1) + |q|(\hat{S}_2 - \hat{S}_1) \\ \frac{d\hat{S}_2}{dt} &= H + b(S_2^* - S_2) + |q|(\hat{S}_1 - \hat{S}_2)\end{aligned}$$



$$\begin{aligned}\frac{d\hat{T}_1}{dt} &= a(-T^* - \hat{T}_1) + |q|(\hat{T}_2 - \hat{T}_1) \\ \frac{d\hat{T}_2}{dt} &= a(T^* - \hat{T}_2) + |q|(\hat{T}_1 - \hat{T}_2) \\ \frac{d\hat{S}_1}{dt} &= -H + b(-S^* - \hat{S}_1) + |q|(\hat{S}_2 - \hat{S}_1) \\ \frac{d\hat{S}_2}{dt} &= H + b(S^* - \hat{S}_2) + |q|(\hat{S}_1 - \hat{S}_2)\end{aligned}$$

- Le variazioni di T ed S in ciascuna “box” sono ora espresse in funzione della loro anomalia.
- Le equazioni ora contengono un solo parametro (T^* per la temperatura e S^* per la salinità anziché 2).



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

Si considerano ora le sole equazioni per la salinità

N.B. il segno \wedge d'ora in poi viene omissso (T e S rappresentano quindi le anomalie).

$$\frac{dS_1}{dt} = -H + b(S^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = H + b(S^* - S_2) + |q|(S_1 - S_2)$$

Le temperature nelle due “boxes” vengono considerate costanti nel tempo:

$$T_1(t) = -T^* \quad T_2(t) = T^*$$

Si avrà quindi:

$$q = k[\alpha(T_2 - T_1) - \beta(S_2 - S_1)] \quad \longrightarrow \quad q = 2k\alpha T^* - \beta(S_2 - S_1)$$

Si assume cioè che la temperatura in ciascuna “Box” si equilibra rapidamente con l’oceano “adiacente” e che la differenza di temperatura fra le due “boxes” sia piccola.



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

Si assume ancora che lo scambio di S fra le due Boxes e l'oceano "adiacente" sia trascurabile
(il sistema è forzato solo dal flusso "virtuale di sale")

$$\begin{aligned}\frac{dS_1}{dt} &= -H + b(S^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1) \\ \frac{dS_2}{dt} &= H + b(S^* - \hat{S}_2) + |q|(\hat{S}_1 - \hat{S}_2)\end{aligned}$$

Il sistema di due equazioni diventa quindi:

$$\begin{aligned}\frac{dS_1}{dt} &= -H + |q|(S_2 - S_1) \\ \frac{dS_2}{dt} &= H + |q|(S_1 - S_2)\end{aligned}$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{dS_1}{dt} = -H + |q|(S_2 - S_1)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = H + |q|(S_1 - S_2)$$

N.B.:

$S_1 + S_2 = \text{costante}$ (non vi sono scambi di sale con gli oceani “adiacenti”, ma solo scambi fra “boxes”)

$T_2 - T_1 = \Delta T = 2T^* = \text{costante}$.

Quindi l'unica quantità variabile è la differenza di salinità.

Ponendo $\Delta S = S_2 - S_1$ e sottraendo membro a membro le due equazioni:

$$\frac{dS_2}{dt} - \frac{dS_1}{dt} = 2H + |q|[(S_2 - S_1) - (S_2 - S_1)]$$

$$\frac{d(S_2 - S_1)}{dt} = 2H - 2|q|(S_2 - S_1)$$

$$\frac{d\Delta S}{dt} = 2H - 2k|\alpha\Delta T - \beta\Delta S|\Delta S$$

$$q = k[\alpha\Delta T - \beta\Delta S]$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

L'Equazione

$$\frac{d\Delta S}{dt} = 2H - 2k|\alpha\Delta T - \beta\Delta S|\Delta S$$

viene resa non-dimensionale ponendo

$$x = \frac{\beta\Delta S}{\alpha\Delta T} \quad t' = 2\alpha k|\Delta T|t \quad \lambda = \frac{\beta H}{\alpha^2 k\Delta T|\Delta T|}$$

Con le opportune sostituzioni si ottiene

$$\frac{dx}{dt'} = \lambda - |1 - x|x$$

La dinamica del modello è ora descritta da una singola equazione.

x contiene la variazione di della differenza di salinità fra le due boxes (ΔS)

λ contiene il termine di forzatura (flusso virtuale di salinità H).



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

I punti di equilibrio si hanno per

$$\frac{dx}{dt'} = 0$$

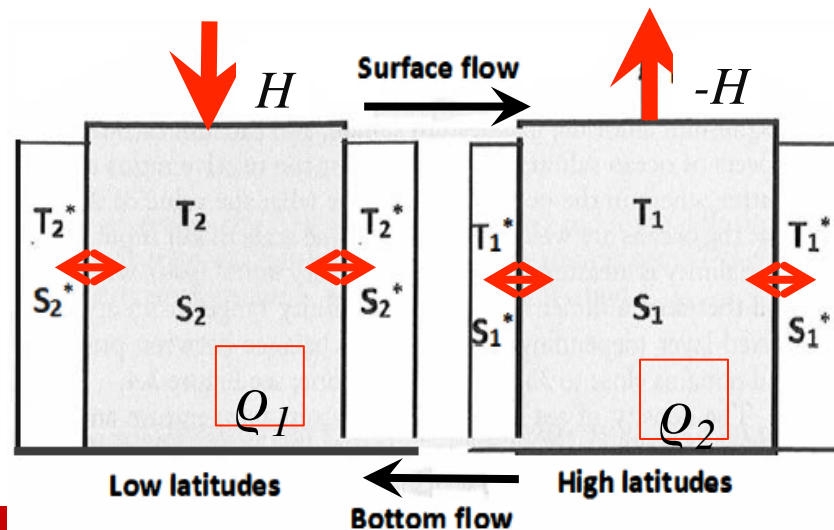
Vale a dire per

$$|1 - x|x = \lambda$$

E le soluzioni sono:

$$x_1 = 0.5 \left(1 + \sqrt{1 + 4\lambda} \right)$$

Ma anche $x_2 = 0.5 \left(1 + \sqrt{1 - 4\lambda} \right)$ per $\lambda > 0$ $x_2 = 0.5 \left(1 - \sqrt{1 - 4\lambda} \right)$ per $0.00 < \lambda < 0.25$

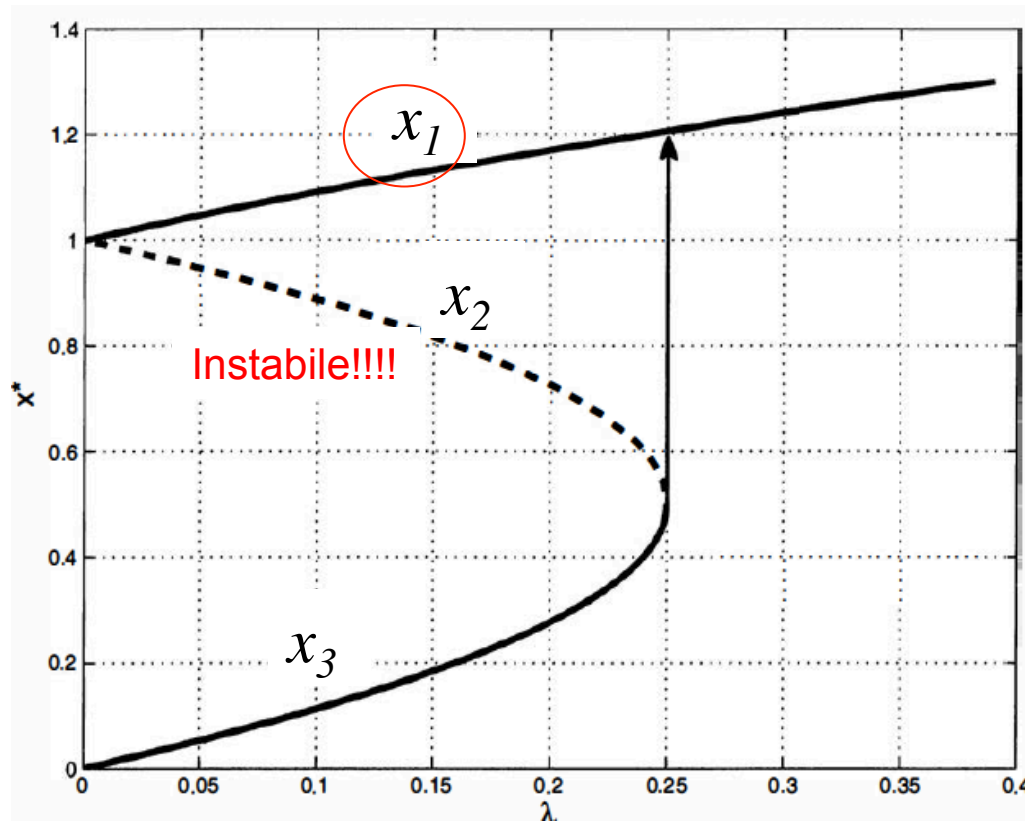




Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



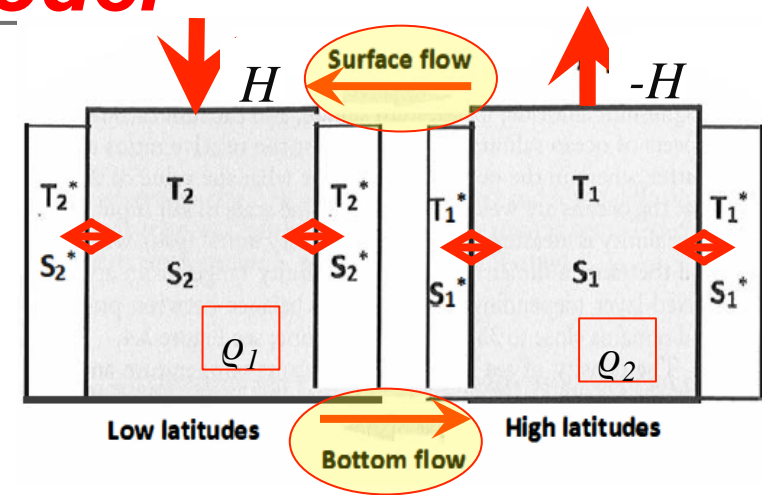
Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts



N.B.!!!!

$q > 0$. se bottom flow
Diretto verso equatore.

$q < 0$ se bottom flow
Diretto verso polo



x_1 : sempre > 1 quindi

$$\frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T} > 1$$

Ed anche: $q = k[2\alpha T^* - \beta(S_2 - S_1)] < 0$
Quindi: Bottom flow verso polo

Circolazione dominata dalla Salinità

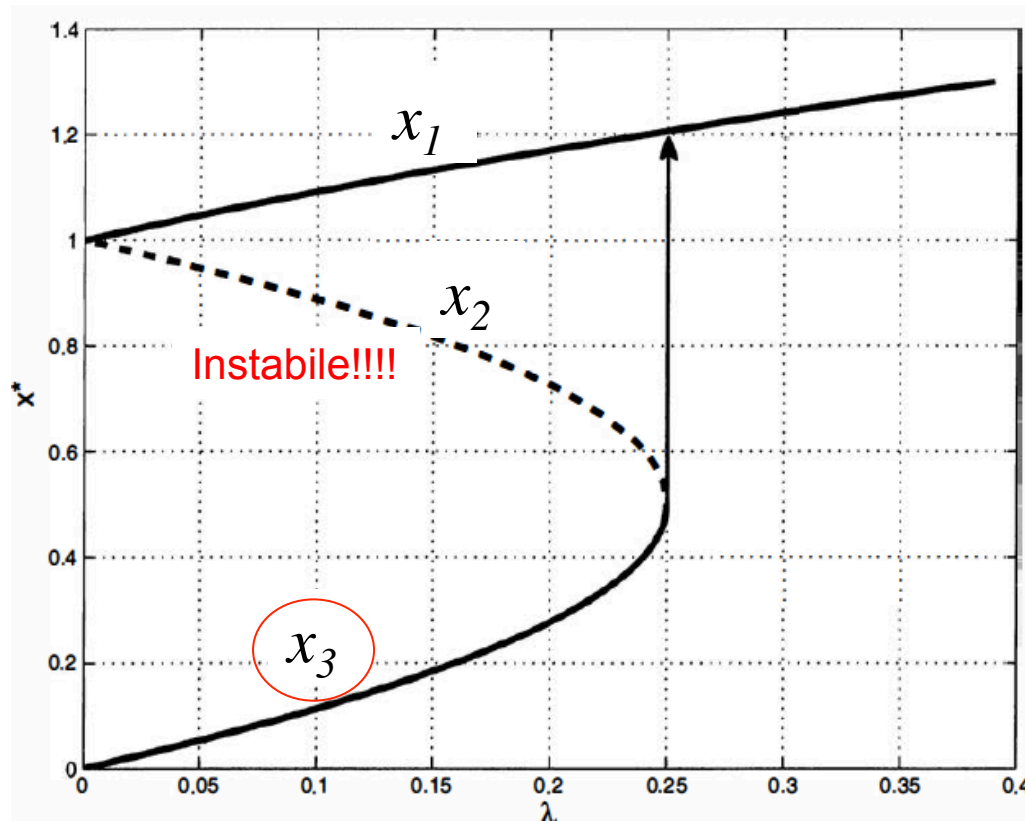
“S mode”



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



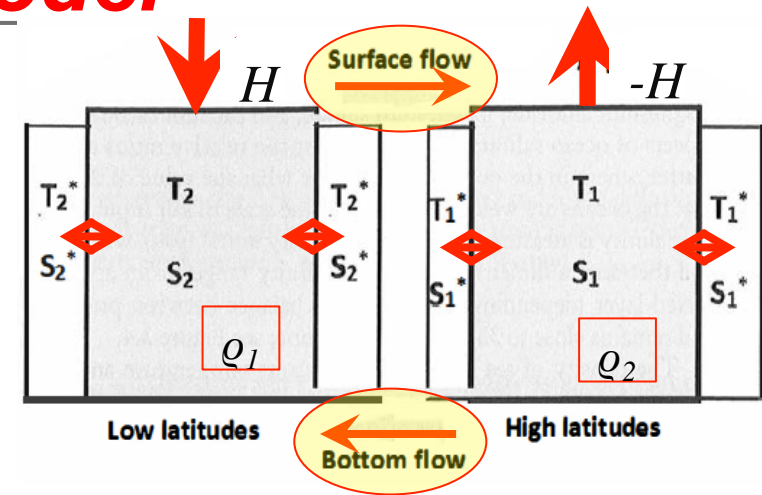
Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts



N.B.!!!!

$q > 0$. se bottom flow
Diretto verso equatore.

$q < 0$ se bottom flow
Diretto verso polo



x_3 : sempre < 1 quindi

$$\frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T} < 1$$

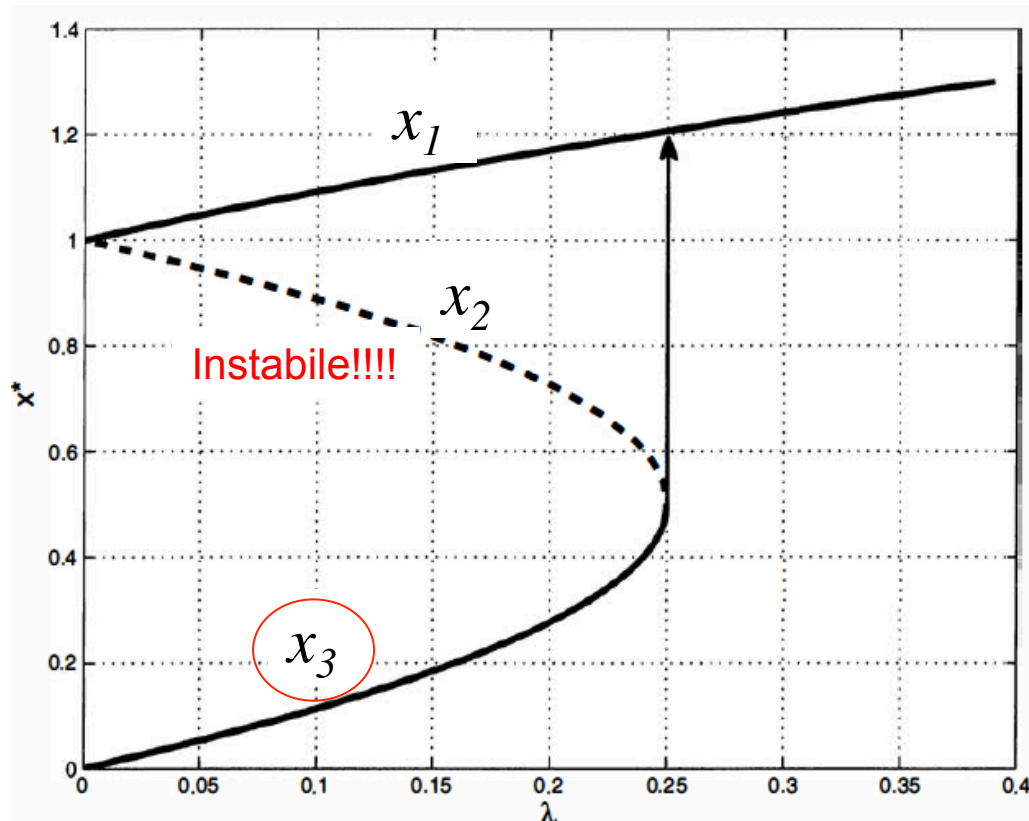
Ed anche : $q = k [\alpha T^* - \beta (S_2 - S_1)] > 0$

Quindi: Bottom flow verso equatore

Circolazione dominata dalla Temperatura

“T mode”

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

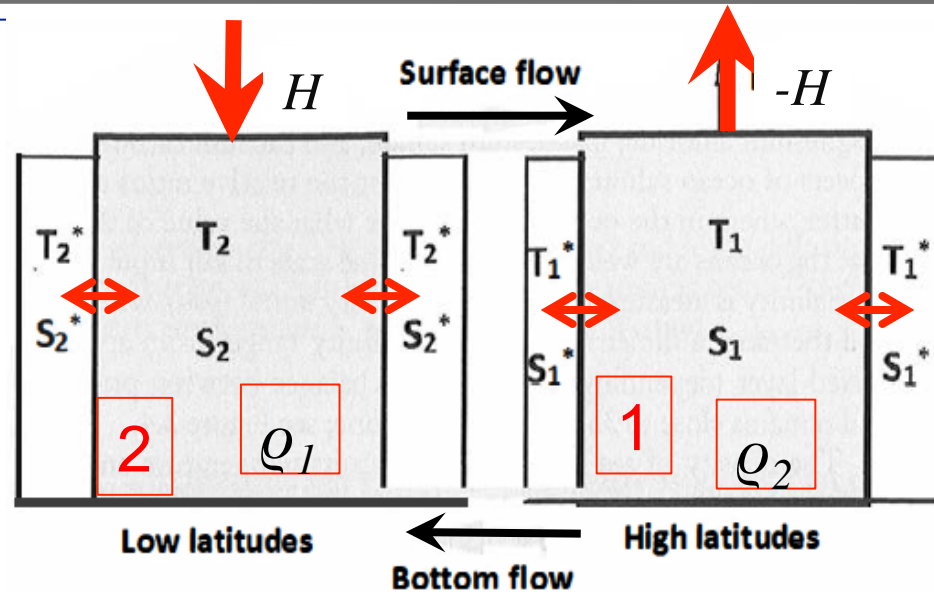


Se il sistema è in S-mode.
Il sistema sarà stabile per qualunque
aumento/diminuzione di λ .

Se il sistema è in T-mode
Il sistema sarà stabile solo per
 $\lambda < 0.25$ (tipping point) oltre il quale si ha
Passaggio in S-mode.
Un ritorno al T-mode NON è più possibile.

Ma non è finita.....

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Si consideri ancora
Il modello nella sua
Formulazione originale per
le anomalie.....

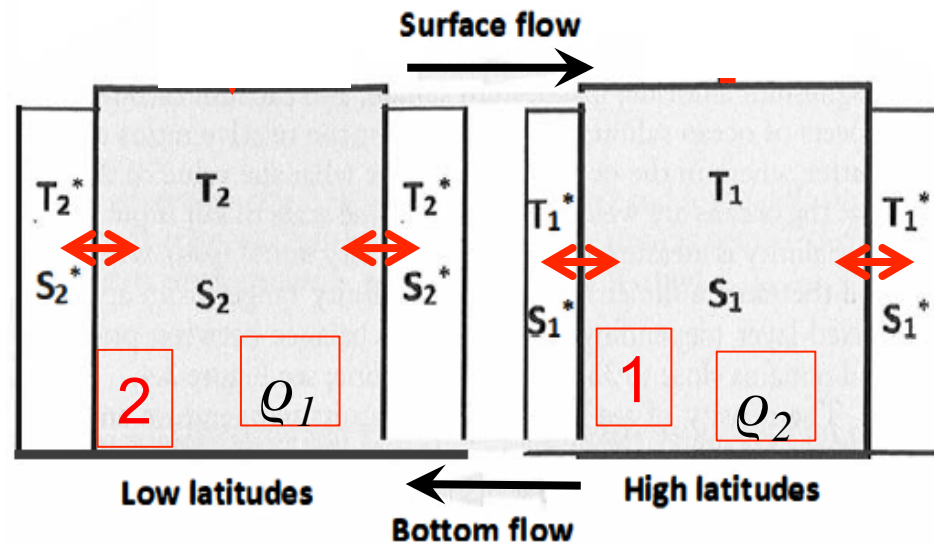
$$\frac{d\hat{T}_1}{dt} = a(-T^* - \hat{T}_1) + |q|(\hat{T}_2 - \hat{T}_1)$$

$$\frac{d\hat{S}_1}{dt} = -H + b(-S^* - \hat{S}_1) + |q|(\hat{S}_2 - \hat{S}_1)$$

$$\frac{d\hat{T}_2}{dt} = a(T^* - \hat{T}_2) + |q|(\hat{T}_1 - \hat{T}_2)$$

$$\frac{d\hat{S}_2}{dt} = H + b(S^* - \hat{S}_2) + |q|(\hat{S}_1 - \hat{S}_2)$$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



...rimuoviamo il segno ^ e
Non consideriamo il flusso
virtuale di sale

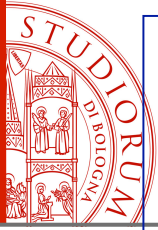
$$\frac{dT_1}{dt} = a(-T^* - T_1) + |q|(T_2 - T_1)$$

$$\frac{dS_1}{dt} = b(-S^* - S_1) + |q|(S_2 - S_1)$$

$$\frac{dT_2}{dt} = a(T^* - T_2) + |q|(T_1 - T_2)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = b(S^* - S_2) + |q|(S_1 - S_2)$$

$$q = k[\alpha(T_2 - T_1) - \beta(S_2 - S_1)]$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

La variazione temporale di $\Delta T = (T_2 - T_1)$ e $\Delta S = (S_2 - S_1)$ è data da

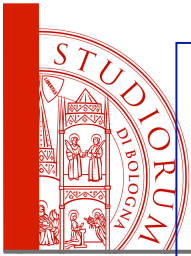
$$\frac{d\Delta T}{dt} = a(T^* - T_2) - a(-T^* - T_1) + |q|(T_1 - T_2) - |q|(T_2 - T_1)$$

$$\frac{d\Delta T}{dt} = a(\Delta T^* - \Delta T) - 2|q|\Delta T$$

Analogamente per la salinità si ha:

$$\frac{d\Delta S}{dt} = b(\Delta S^* - \Delta S) - 2|q|\Delta S$$

N.B.: $\Delta T^* = 2T^*$, $\Delta S^* = 2S^*$
Ricordare: $T^* = 0.5(T_2^* - T_1^*)$
 $S^* = 0.5(S_2^* - S_1^*)$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{d\Delta T}{dt} = a(\Delta T^* - \Delta T) - 2|q|\Delta T$$

$$\frac{d\Delta S}{dt} = b(\Delta S^* - \Delta S) - 2|q|\Delta S$$

Trasformazione in equazioni non-dimensionali. Si pone:

$$x = \frac{\Delta S}{\Delta S^*}$$

$$y = \frac{\Delta T}{\Delta T^*}$$

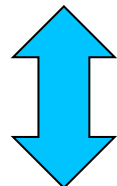
$$t' = at$$

$$\delta = \frac{b}{a}$$

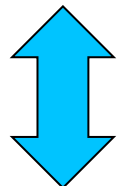
$$f = -\frac{2q}{a}$$



$$\Delta S = x\Delta S^*$$



$$\Delta T = y\Delta T^*$$



$$t = a / t'$$

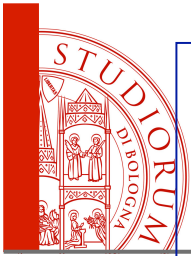


$$a = \frac{b}{\delta}$$



$$2q = -fa$$

Sostituendo nella equazione per T si ha:



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

Trasformazione in equazioni non-dimensionali.

$$\frac{d\Delta T}{dt} = a(\Delta T^* - \Delta T) - 2|q|\Delta T$$

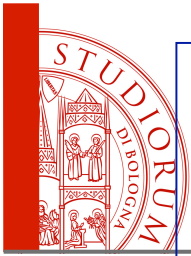
$$\Delta T = y\Delta T^* \quad t = t'/a \quad 2q = -fa$$

Sostituendo nella equazione per T si ha:

$$a\Delta T^* \frac{dy}{dt'} = a(\Delta T^* - y\Delta T^*) - a|f|y\Delta T^*$$

$$a\Delta T^* \frac{dy}{dt'} = a\Delta T^* (1 - y) - a|f|y\Delta T^*$$

$$\frac{dy}{dt'} = 1 - y - |f|y$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

Trasformazione in equazioni non-dimensionali.

$$\frac{d\Delta S}{dt} = b(\Delta S^* - \Delta S) - 2|q|\Delta S$$

$$\Delta S = x\Delta S^*$$

$$t = a / t'$$

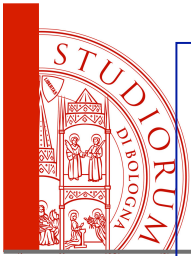
$$a = \frac{b}{\delta} \quad 2q = -fa$$

Sostituendo nella equazione per S si ha:

$$a\Delta S^* \frac{dx}{dt'} = b(\Delta S^* - x\Delta S^*) - a|f|x\Delta S^*$$

$$\frac{b}{\delta}\Delta S^* \frac{dx}{dt'} = b\Delta S^*(1-x) - \frac{b}{\delta}|f|x\Delta S^*$$

$$\frac{dx}{dt'} = \delta(1-x) - |f|x$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{dy}{dt'} = 1 - y - 2|f|y$$

$$\frac{dx}{dt'} = \delta(1 - x) - 2|f|x$$

Sia:

$$R = \frac{\beta \Delta S^*}{\alpha \Delta T^*} \quad \text{rapporto degli effetti di } S \text{ e } T \text{ su } Q \text{ allo stato di equilibrio cioè quando:}$$

$$x = \frac{\Delta S}{\Delta S^*} = 1 \quad y = \frac{\Delta T}{\Delta T^*} = 1$$

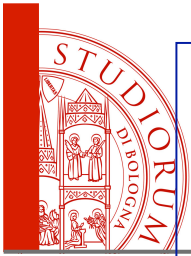
Sia:

$$\lambda = \frac{a}{2k\alpha\Delta T^*} \quad \text{allora si può scrivere:}$$

$$f = -\frac{2q}{a} = \frac{Rx - y}{\lambda}$$

E le due equazioni diventano.....





Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{dy}{dt'} = 1 - y - |Rx - y| \frac{y}{\lambda}$$

$$\frac{dx}{dt'} = \delta(1 - x) - |Rx - y| \frac{x}{\lambda}$$

2 Equazioni, 3 parametri (R , δ , λ)

In genere lo scambio energia termica avviene su scale temporali più rapide di quelle degli scambi di salinità. Quindi si considera:

$$0 < \delta < 1$$

$$\delta = \frac{b}{a}$$

λ è un numero puro (non dimensionale: a e k hanno le stesse unità, $\alpha \Delta T^*$ è non dimensionale)

$$\lambda = \frac{a}{2k\alpha\Delta T^*}$$

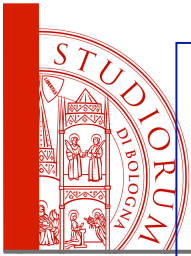
Il valore assoluto di λ indica l'intensità della MOC. (λ piccolo, MOC intensa)

R permette di confrontare gli effetti delle differenze di T e S esistenti fra oceani "adiacenti". Si assumono ΔT e $\Delta S > 0$ quindi:

$R > 1$ le differenze di salinità sono dominanti (S-mode)

$R < 1$ Le differenze di temperatura sono dominanti (T-mode)

$$R = \frac{\beta \Delta S^*}{\alpha \Delta T^*}$$



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

$$\frac{dy}{dt'} = 1 - y - |Rx - y| \frac{y}{\lambda}$$

$$\frac{dx}{dt'} = \delta(1 - x) - |Rx - y| \frac{x}{\lambda}$$

I punti di equilibrio corrispondono ai valori di x e y per cui:

$$\frac{dy}{dt'} = \frac{dx}{dt'} = 0 \quad (\text{stato stazionario})$$

Risolvendo le equazioni in stato stazionario si ottengono le soluzioni:

$$x = \frac{\delta}{\delta + |f|} \quad y = \frac{1}{1 + |f|}$$

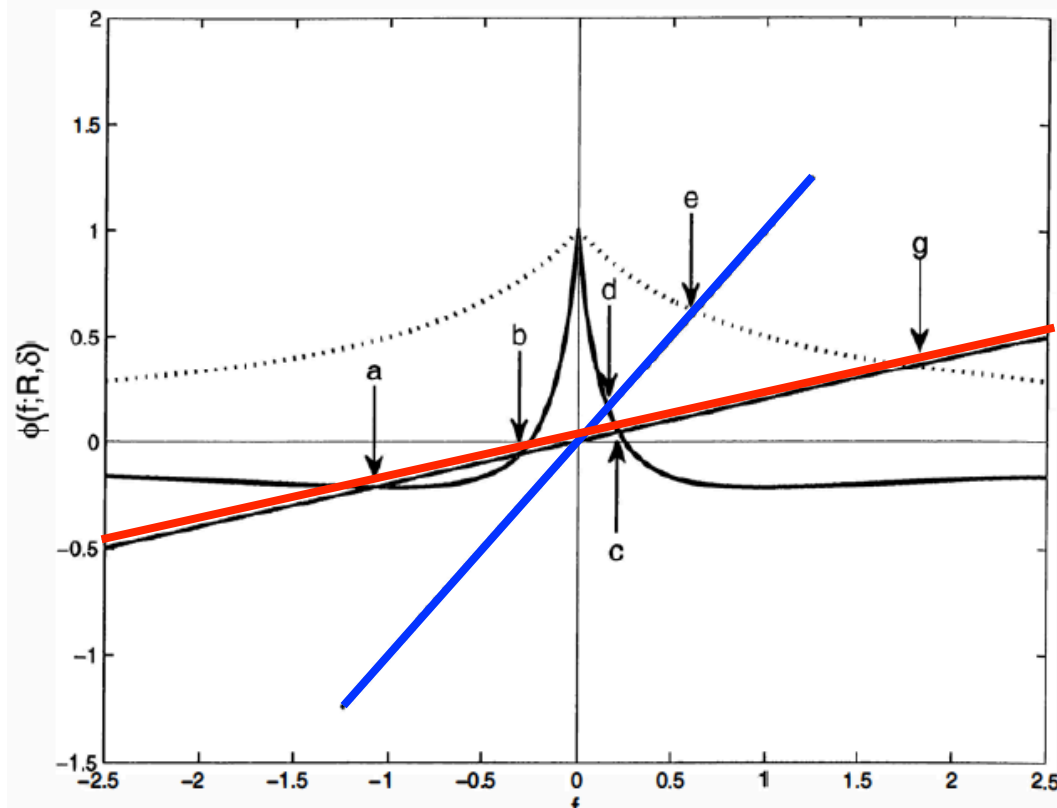
Inserendo le soluzioni in :

$$\lambda f = Rx - y$$

Si ottiene

$$\lambda f = \frac{\delta R}{\delta + |f|} - \frac{1}{1 + |f|}$$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



I punti di equilibrio sono visibili graficamente considerando i punti
Riportando in grafico la funzione

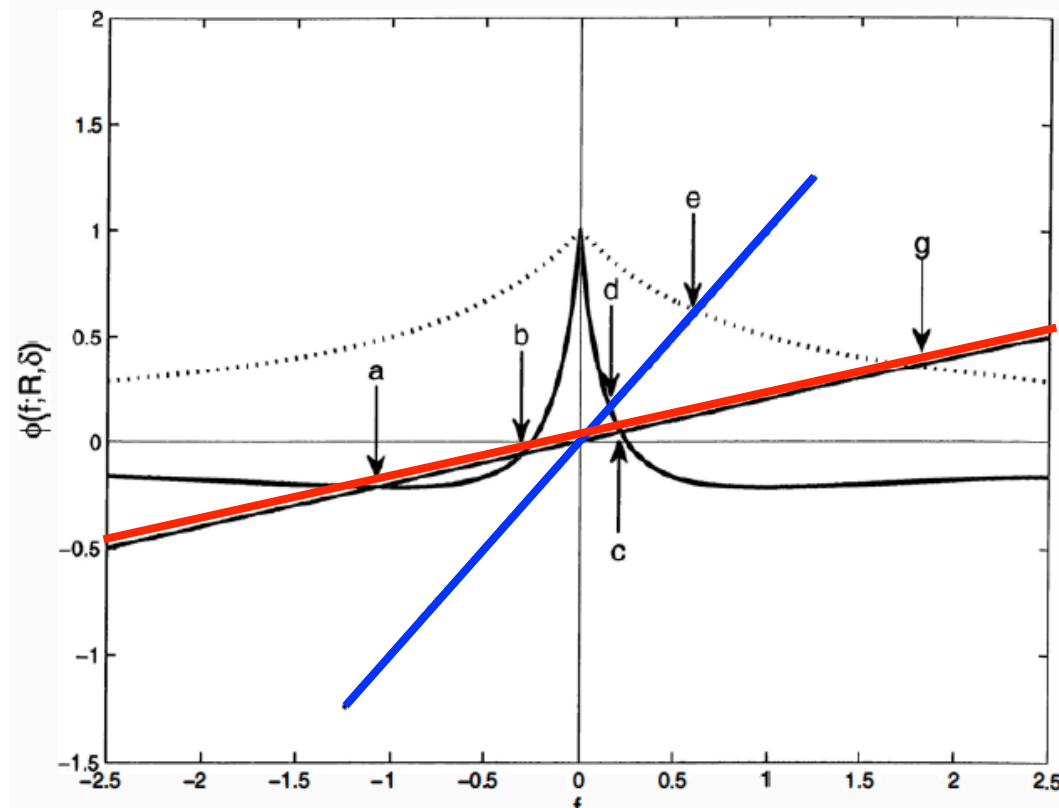
$$\frac{\delta R}{\delta + |f|} - \frac{1}{1 + |f|}$$

Rispetto al valore di f
La funzione è stata disegnata con
 $R=2$ e per due diversi valori di δ :
 $\delta=1$ (linea tratteggiata)
 $\delta=1/6$ (linea continua)

$$R = \frac{\beta \Delta S^*}{\alpha \Delta T^*}$$

$$\delta = \frac{b}{a}$$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



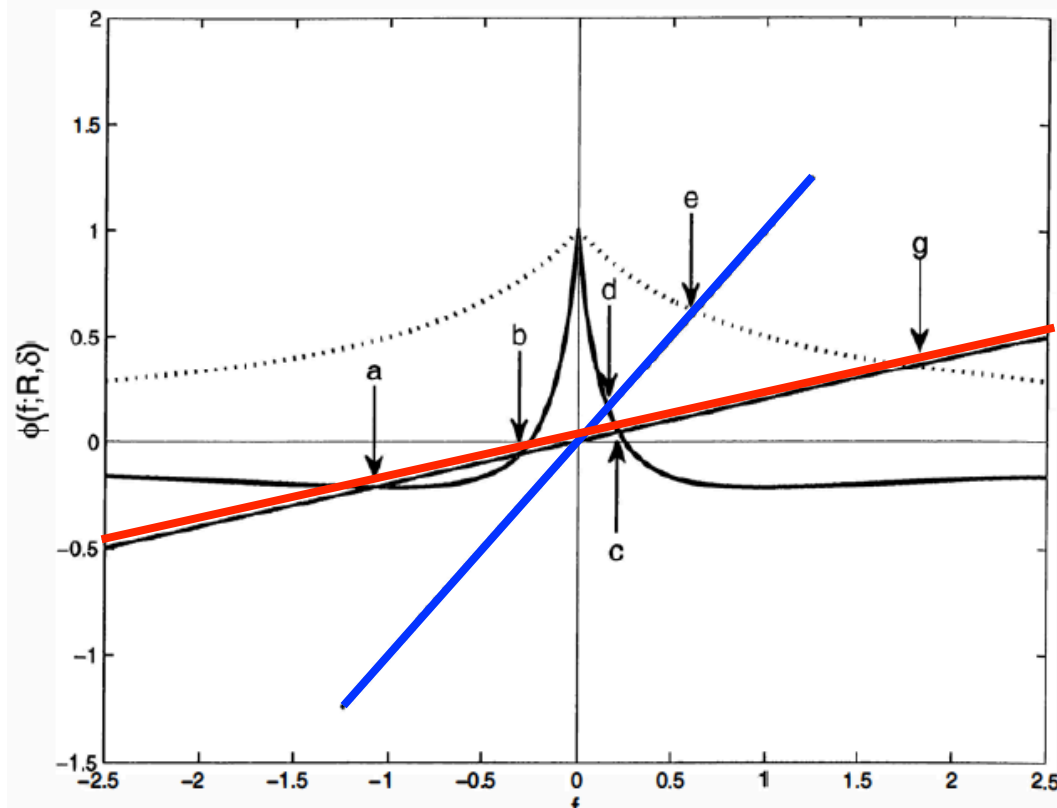
I punti di equilibrio
Corrispondono alle intersezioni
Delle linee (continue e
tratteggiate) con la linea
Corrispondente a λf .

$\lambda=0.2$: linea rossa

$\lambda=1.0$ linea blu.

$$\lambda = \frac{a}{2k\alpha\Delta T^*}$$

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



$$R=2, \delta=1/6, \lambda=0.2$$

(Linea nera e linea rossa)

3 punti di equilibrio

(a, b, c).

2 punti (a, b) corrispondono a $f < 0$.

$$R = \frac{\beta \Delta S^*}{\alpha \Delta T^*}$$

$$f = -\frac{2q}{a}$$

$$\delta = \frac{b}{a}$$

$$\lambda = \frac{a}{2k\alpha\Delta T^*}$$

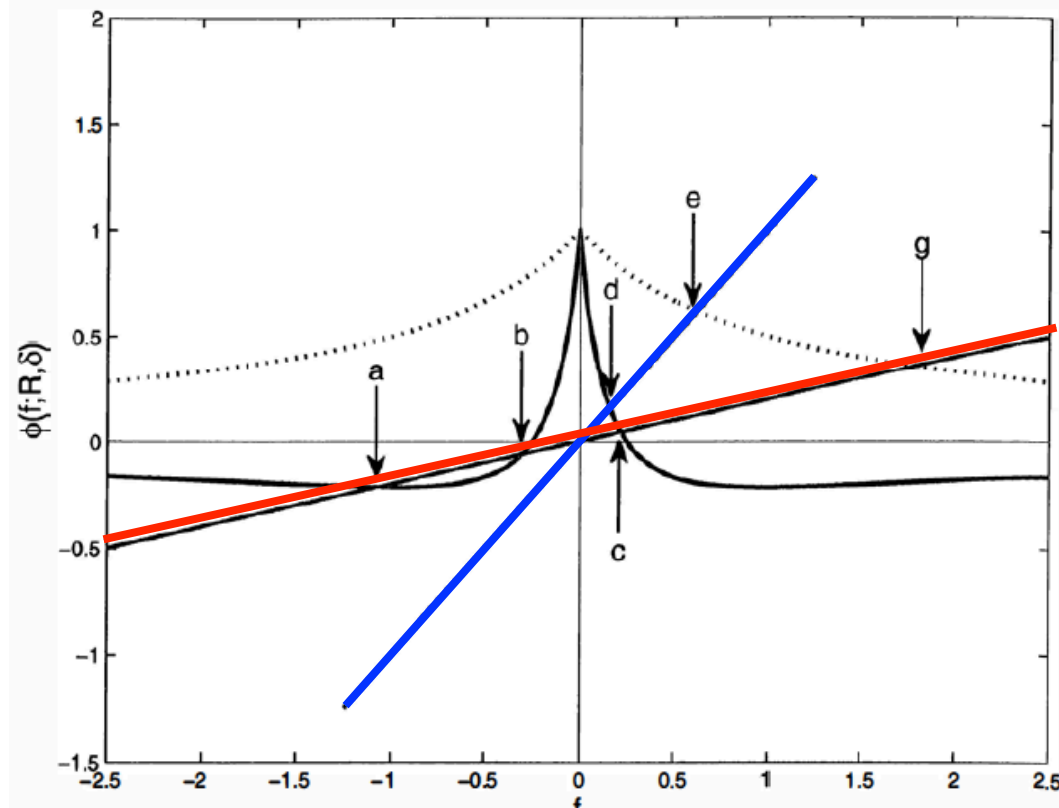
N.B.!!!!

$q > 0$. se bottom flow
Diretto verso equatore.

$q < 0$ se bottom flow
Diretto verso polo

Cioè ad una MOC intensa con
Bottom flux diretto verso
equatore.
T-mode

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



$$R=2, \delta=1/6, \lambda=0.2$$

(Linea nera e linea rossa)

3 punti di equilibrio

(a, b, c).

1 punto (c) corrisponde a $f>0$.

$$R = \frac{\beta \Delta S^*}{\alpha \Delta T^*}$$

$$f = -\frac{2q}{a}$$

$$\delta = \frac{b}{a}$$

$$\lambda = \frac{a}{2k\alpha\Delta T^*}$$

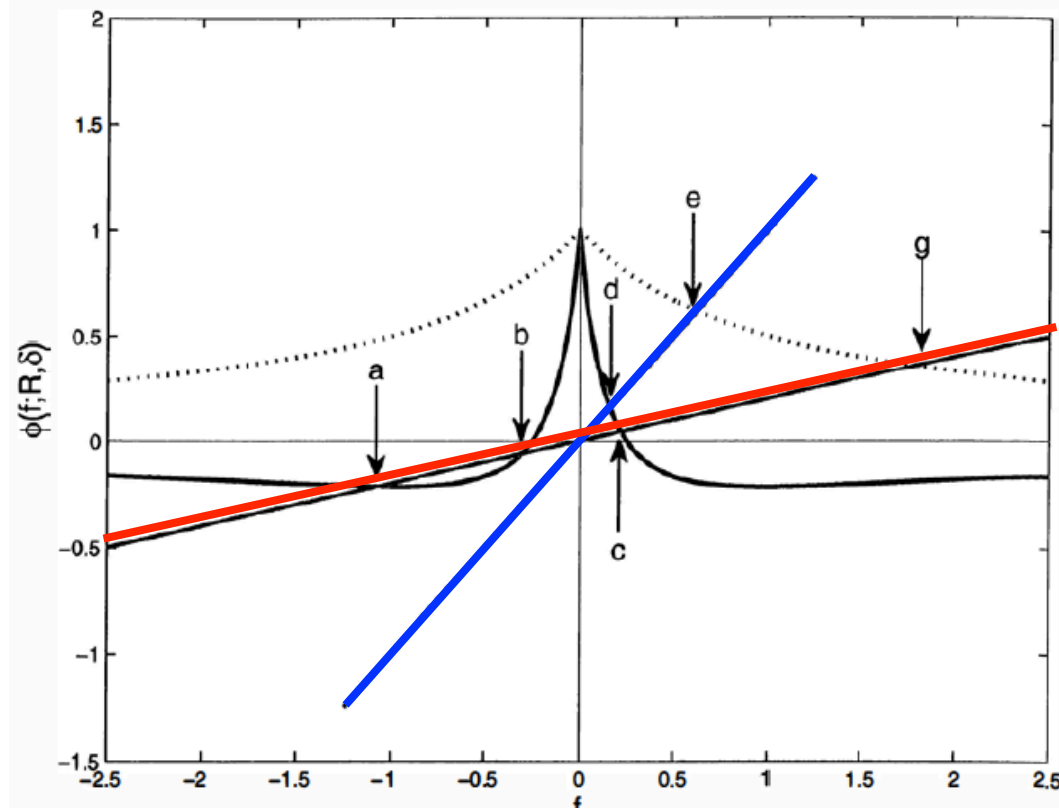
Cioè ad una MOC intensa con
Bottom flux diretto verso polo
S-Mode

N.B.!!!!

$q>0$. se bottom flow
Diretto verso equatore.

$q<0$ se bottom flow
Diretto verso polo

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



$$R=2, \delta=1, \lambda=0.2$$

(Linea tratteggiata e linea rossa)

1 punto di equilibrio (g)

$$R=2, \delta=1, \lambda=1.0$$

(linea tratteggiata o nera e linea blu)

1 punto di equilibrio (d o e)

corrisponde a $f > 0$.

$$R = \frac{\beta \Delta S^*}{\alpha \Delta T^*}$$

$$f = -\frac{2q}{a}$$

$$\delta = \frac{b}{a}$$

$$\lambda = \frac{a}{2k\alpha\Delta T^*}$$

N.B.!!!!

$q > 0$. se bottom flow
Diretto verso equatore.

$q < 0$ se bottom flow
Diretto verso polo

Cioè ad una MOC debole con
Bottom flux diretto verso polo

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

Stabilità degli equilibri Caso per $R=2$, $\delta=1/6$, $\lambda=0.2$

Linea nera e linea rossa (punti di equilibrio a, b, c)

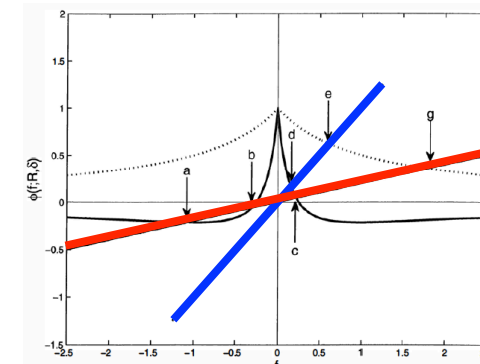
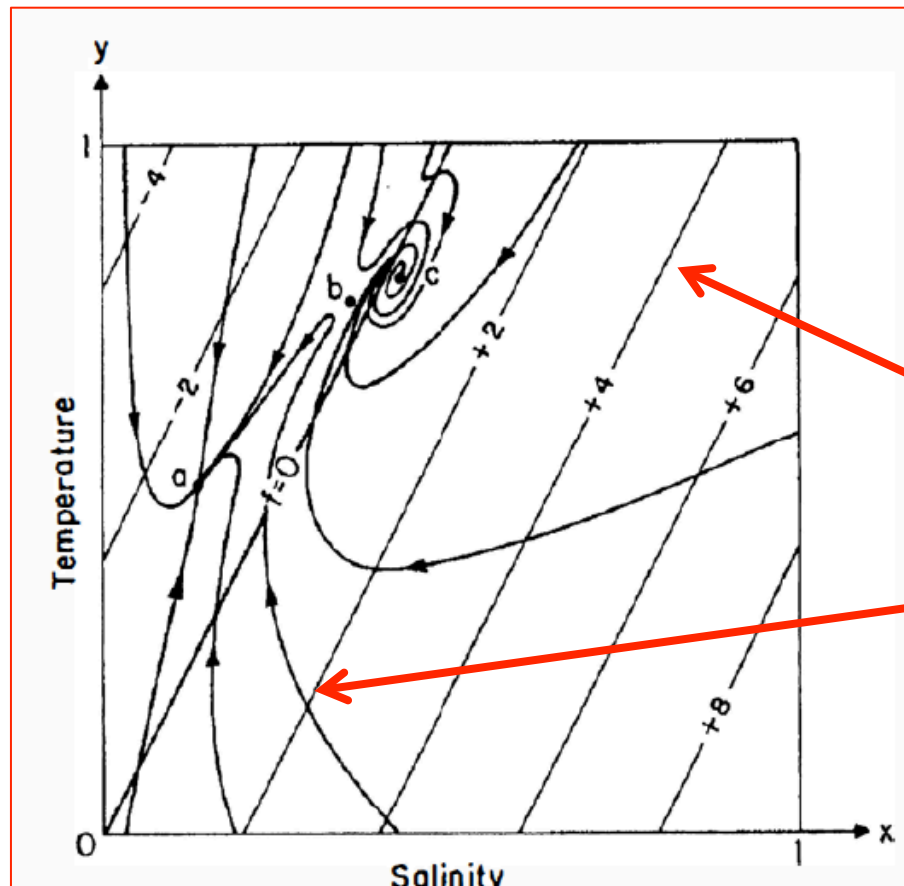


Diagramma T-S (normalizzato)
 $0 < (T, S) < 1$

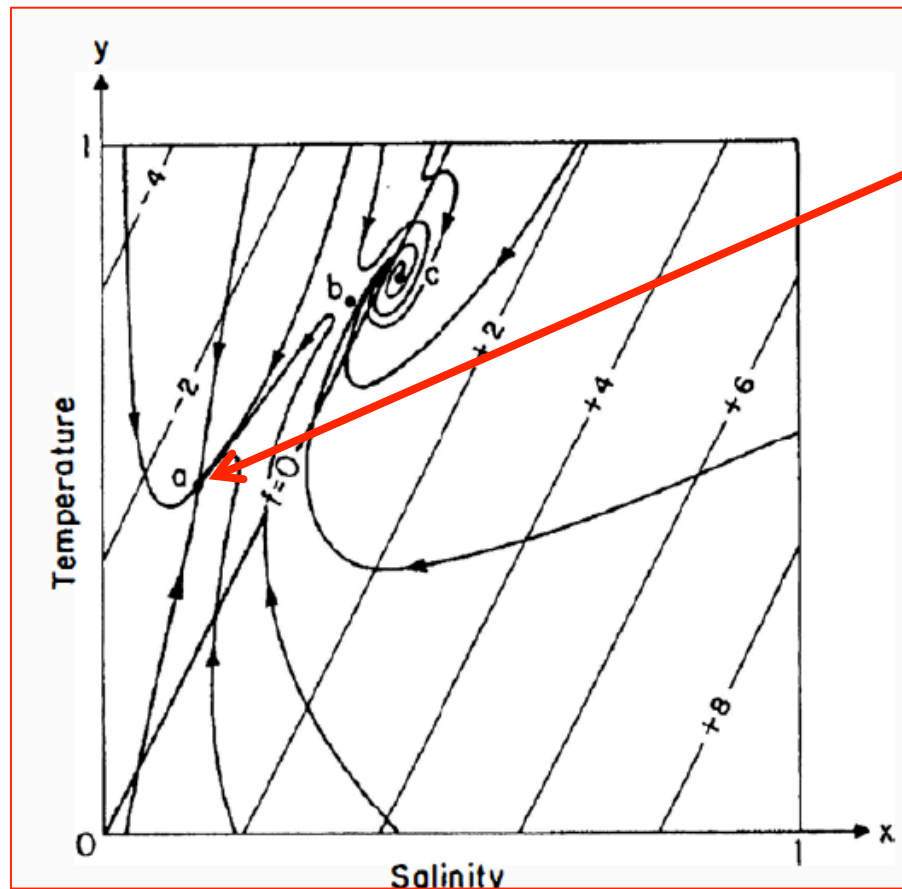
Linee di ugual flusso (f costante)

Traiettorie del sistema verso i 3 punti di
Equilibrio a, b, c

Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

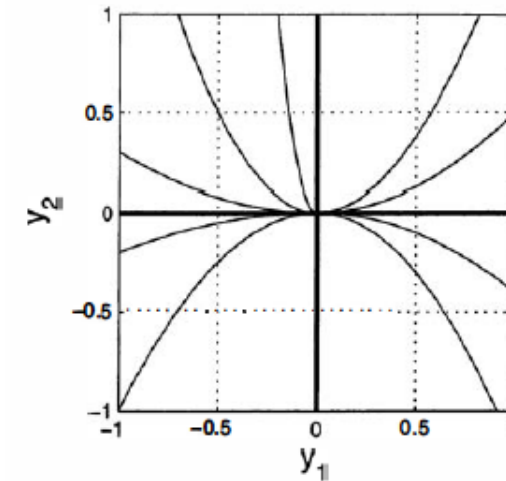
Stabilità degli equilibri Caso per $R=2$, $\delta=1/6$, $\lambda=0.2$

Linea nera e linea rossa (punti di equilibrio a , b , c)



a : Equilibrio stabile (nodo).
T-mode

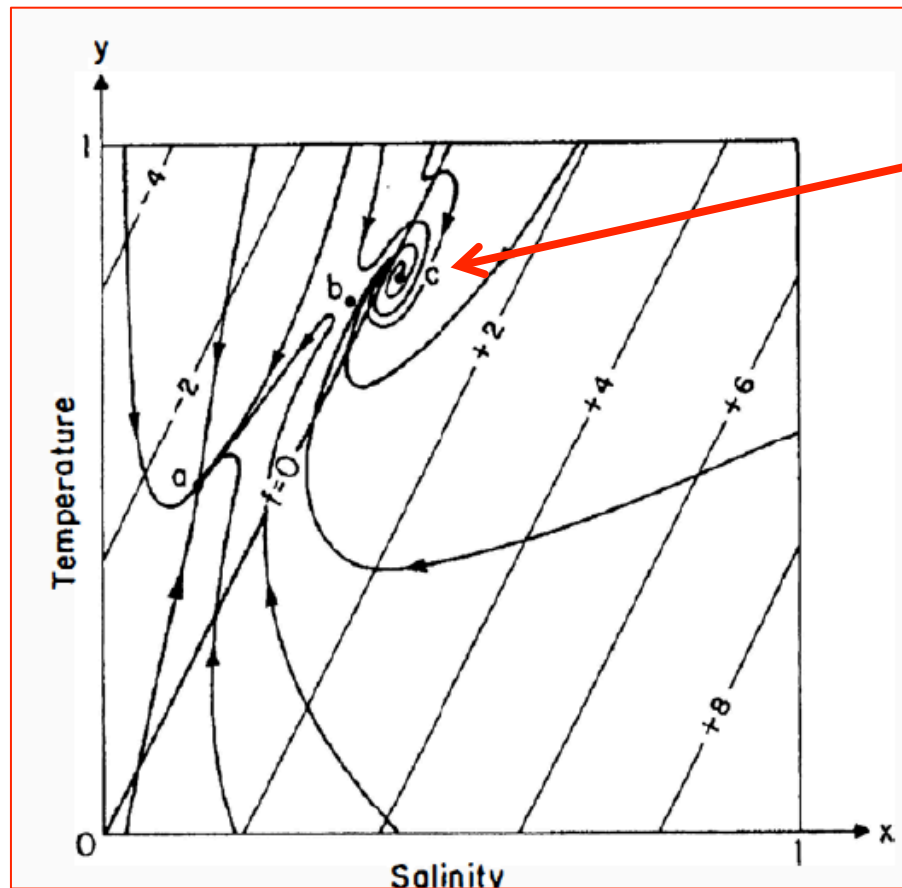
Il sistema converge verso
Una soluzione stabile con traiettorie
Simili a parabole



Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

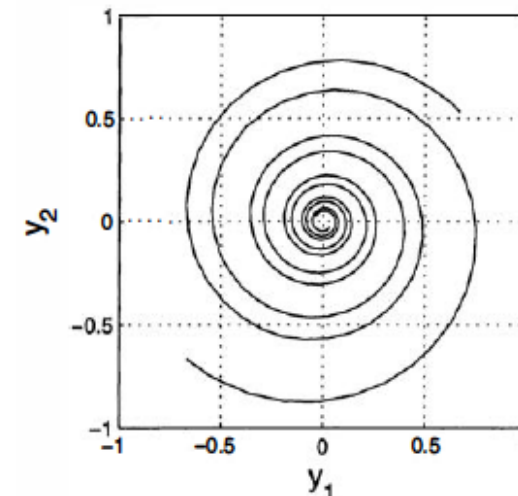
Stabilità degli equilibri Caso per $R=2$, $\delta=1/6$, $\lambda=0.2$

Linea nera e linea rossa (punti di equilibrio a , b , c)



c : Equilibrio stabile.
S-mode

Il sistema converge verso
Una soluzione stabile con
Traiettorie a spirale

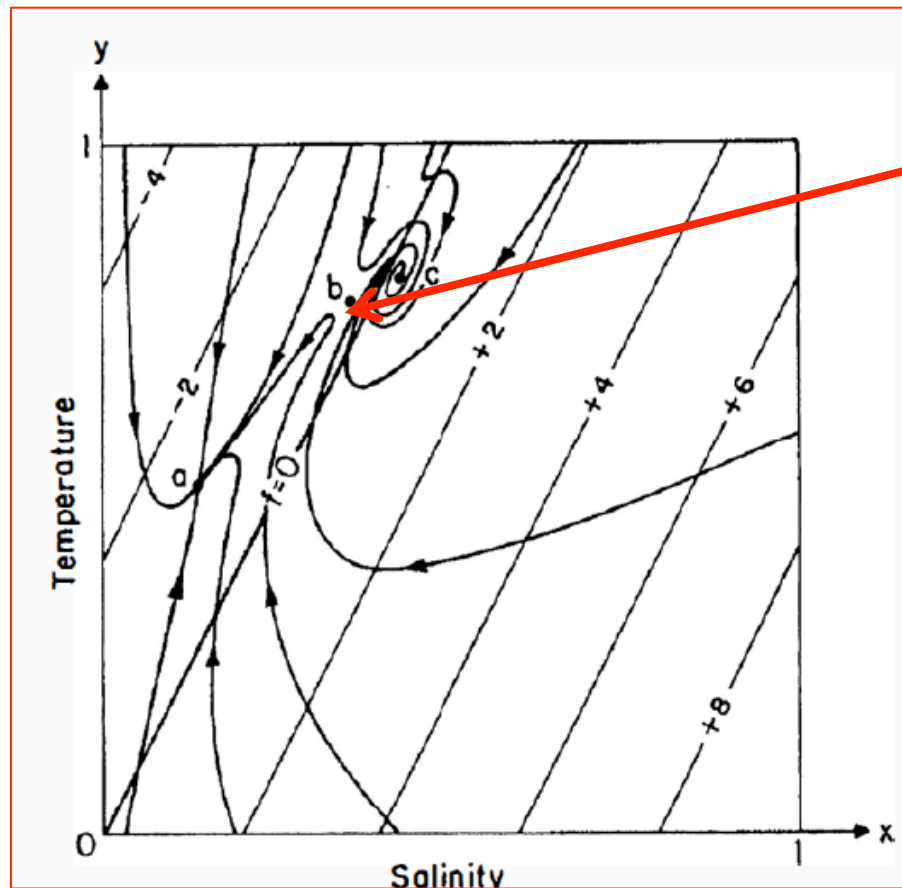


Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model

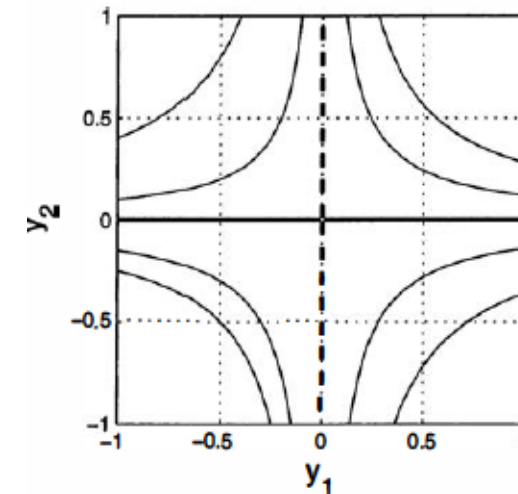
Stabilità degli equilibri Caso per $R=2$, $\delta=1/6$, $\lambda=0.2$

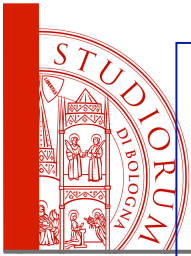
Linea nera e linea rossa (punti di equilibrio a , b , c)

b : Equilibrio instabile.
T-mode



“sella”
Il sistema non converge
Verso una (teorica)
Soluzione stabile





Un modello (semplice) della MOC: Stommel Box Model



Thermohaline Convection with Two Stable Regimes of Flow
By HENRY STOMMEL, Pierce Hall, Harvard University, Massachusetts

QUALCHE Considerazione.

Il modello di Stommel sovra semplifica il sistema della MOC. Però:
Entrambi gli esempi descritti illustrano la possibilità che la MOC abbia più di un sistema di funzionamento.

Il primo Esempio (sistema forzato esternamente da un flusso virtuale di sale)
Ha illustrato la possibilità che la transizione da un modo ad un altro (da T-mode a S-mode possa avvenire in dipendenza da variazioni del forzante).

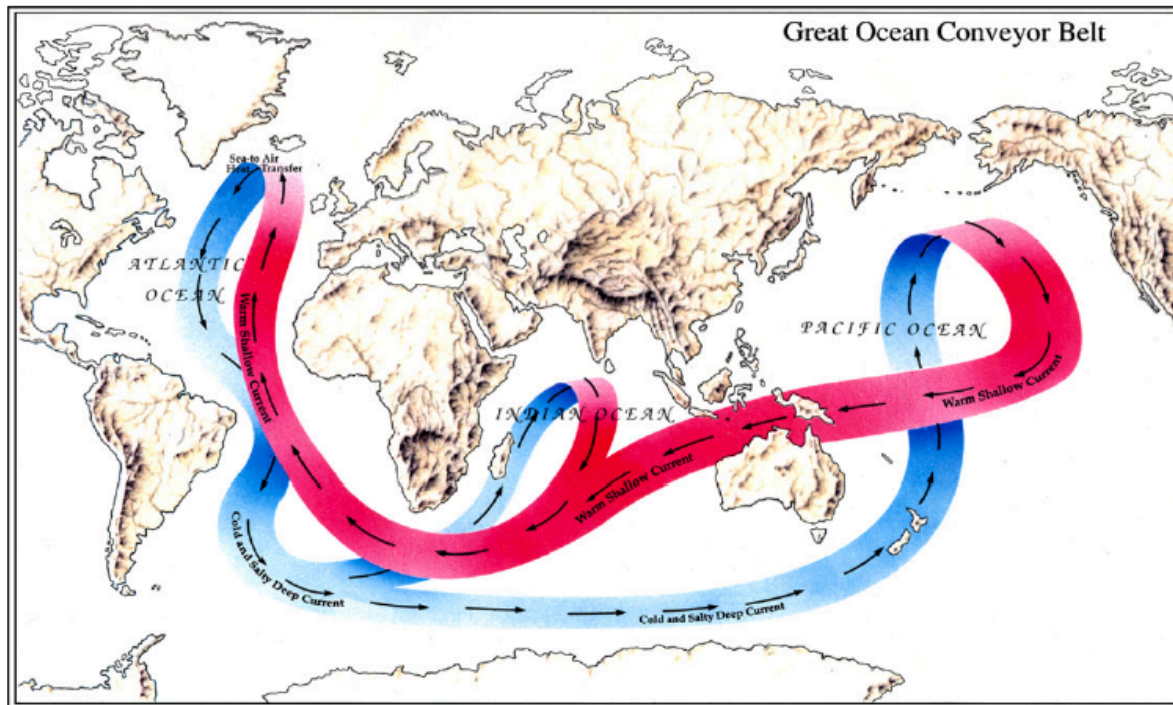
Il secondo esempio ha invece descritto possibili transizioni del sistema in dipendenza della dinamica interna.

Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
 by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

By Wallace S. Broecker



THE GREAT OCEAN CONVEYOR

By Wallace S. Broecker

Una schematizzazione (logo) della circolazione termoalina globale
 Una zona di downwelling (Nord Atlantico)
 2 zone di upwelling (nord pacifico e Oceano indiano).
 Però.....

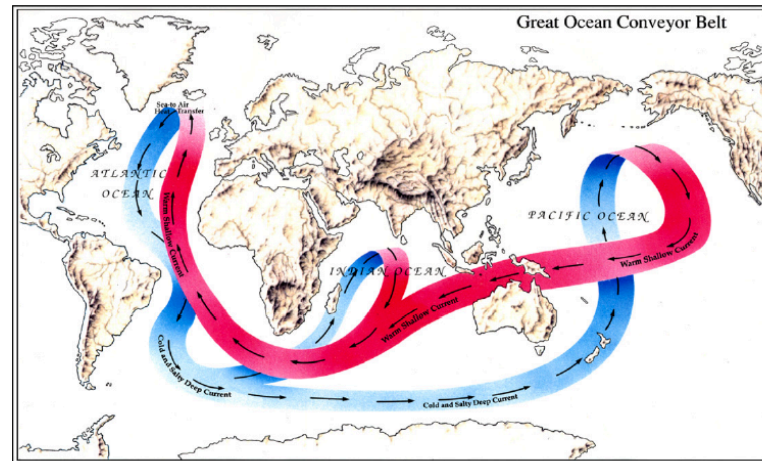
Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
 by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

By Wallace S. Broecker

by Wallace S. Broecker



The main problem with the logo is that it implies that if one were to inject a tracer substance into one of the conveyor's segments it would travel around the loop as a neat package eventually returning to its starting point. As we all know this is hardly the case. Other circulation "loops" exist in the ocean and mixing occurs among the waters traveling along these intersecting pathways. The logo portrays a far more complex situation.

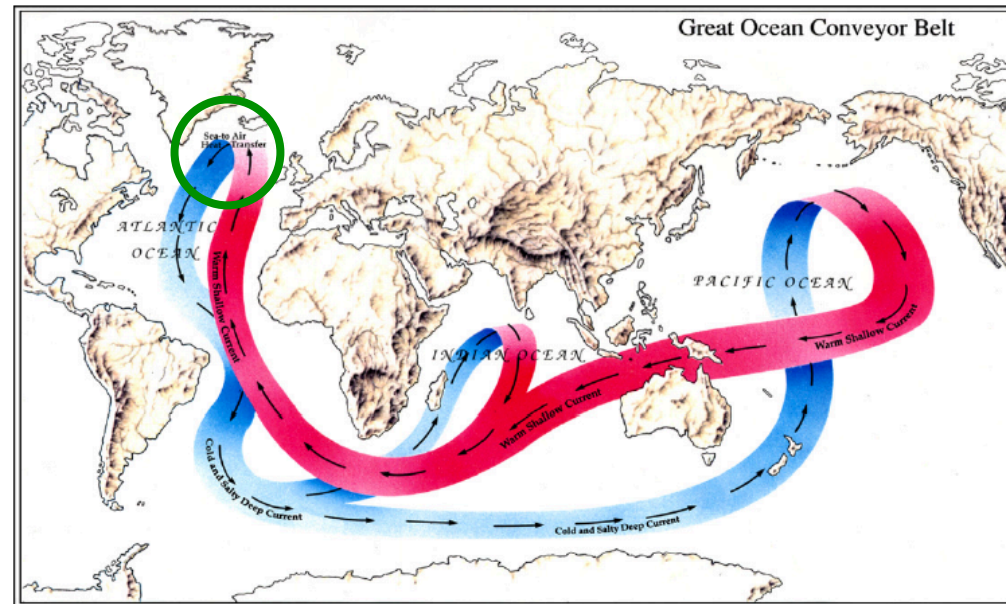
Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill

*When ocean currents shifted,
Europe suddenly got cold.
Could it happen again?*
by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

by Wallace S. Broecker



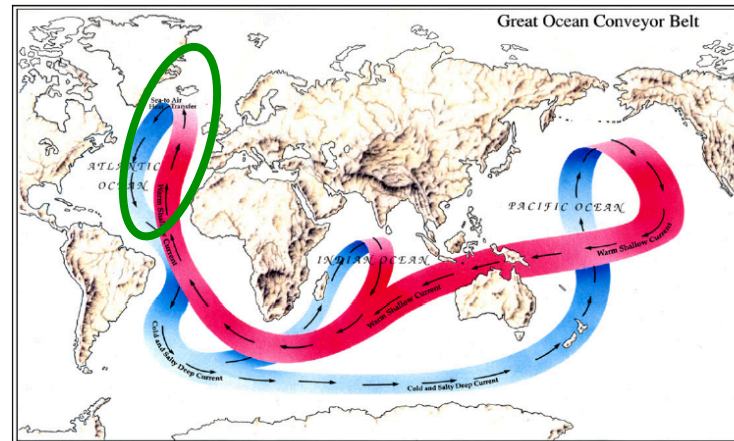
To understand the logo's message, let's start at the point of origin of its lower limb and work our way around the ocean. Waters in the vicinity of Iceland are cooled through contact with the cold winter air masses

Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
 by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

By Wallace S. Broecker



The cooling increases the density of the surface water to the point where it can sink to the abyss and flow southward, forming the conveyor's lower limb. In the logo this flow is depicted as a ribbon of water that jets its way through the deep Atlantic from the vicinity of Iceland to the tip of Africa. In reality it is a sluggish mass that fills most of the deep Atlantic. This water mass, known to oceanographers as the North Atlantic Deep Water (NADW),

Dalla MOC alla THC

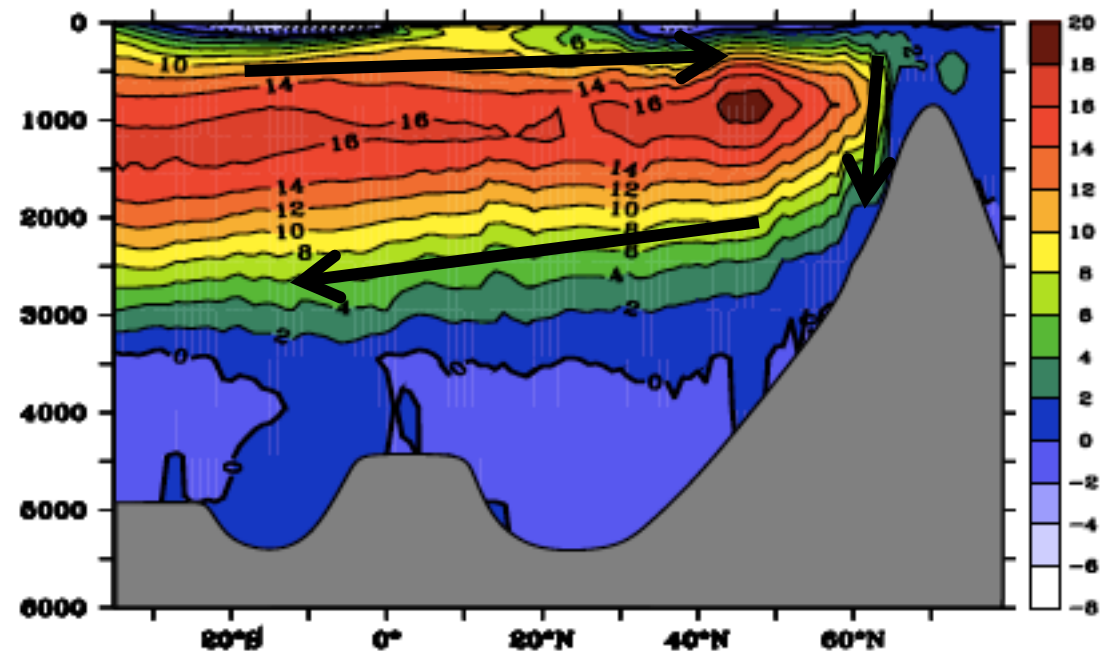
The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
 by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR
 by Wallace S. Broecker

MOC Atlantica:
 Componente della THC globale



Funzione di Flusso (Stream Function)
 Trasporto meridionale (mediato Zonalmente)



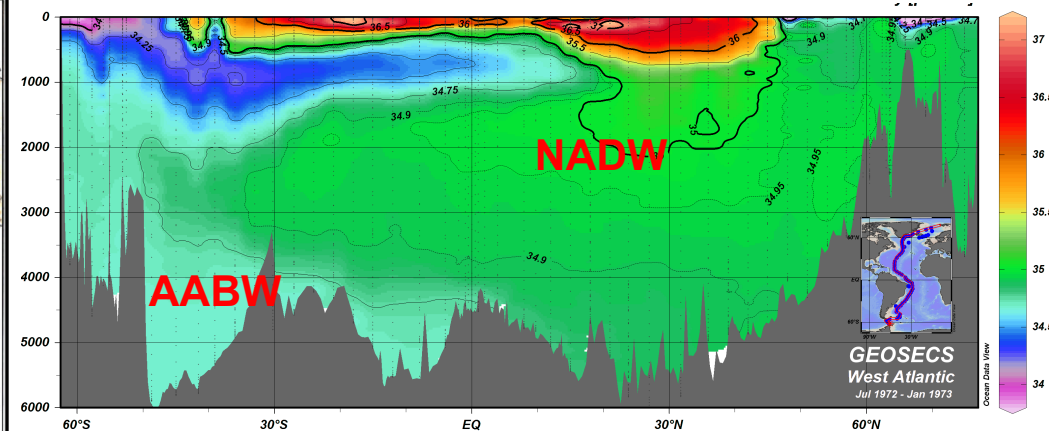
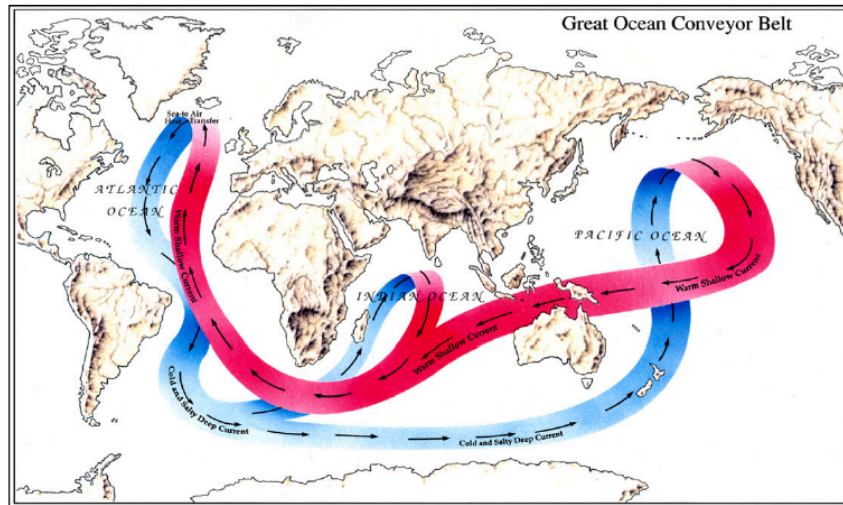
Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill

When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

by Wallace S. Broecker



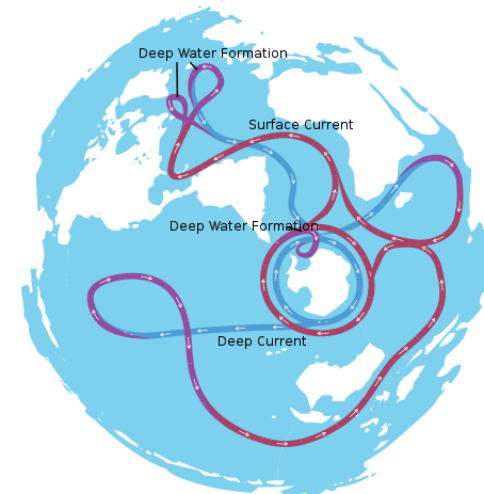
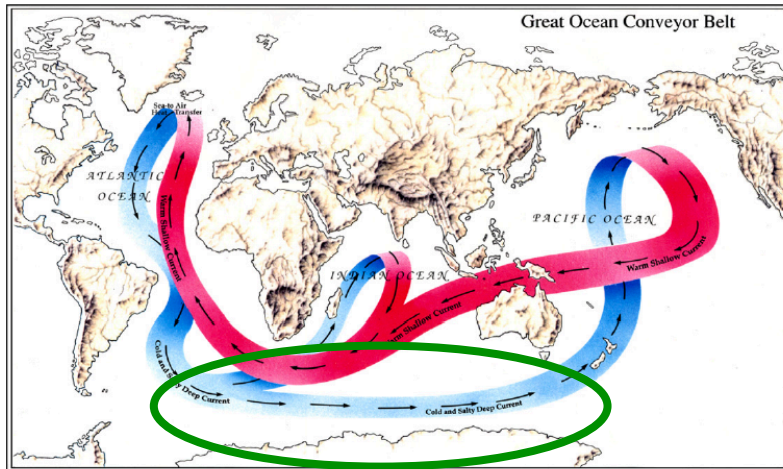
Its only competitor for space in the deep Atlantic is a wedge of Antarctic Bottom Water (AABW), which under-rides the NADW mass. This intruding water is mixed upward into the southward flowing NADW, increasing the transport by the conveyor's lower limb.

Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
 by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

by Wallace S. Broecker



Southward of 30°S the lower limb of the conveyor joins a rapidly moving deep current that encircles the Antarctic continent. This current serves as the great mix-master of the world ocean. It blends the NADW exiting the Atlantic with new deep water generated along the perimeter of the Antarctic continent and also with old deep waters recirculated back into the Antarctic from the deep Pacific and Indian Oceans.

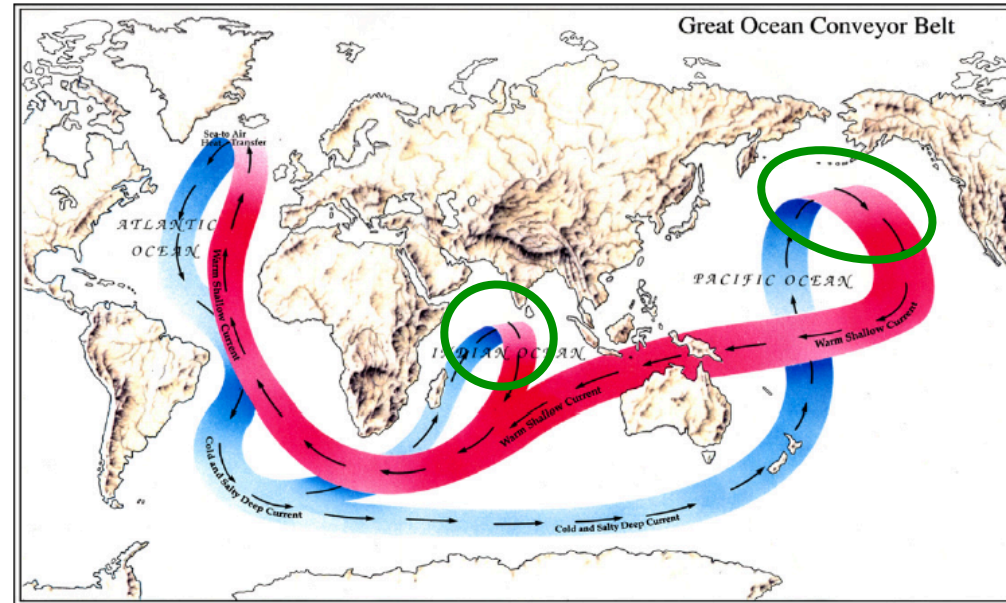
Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill

*When ocean currents shifted,
Europe suddenly got cold.
Could it happen again?*
by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

by Wallace S. Broecker



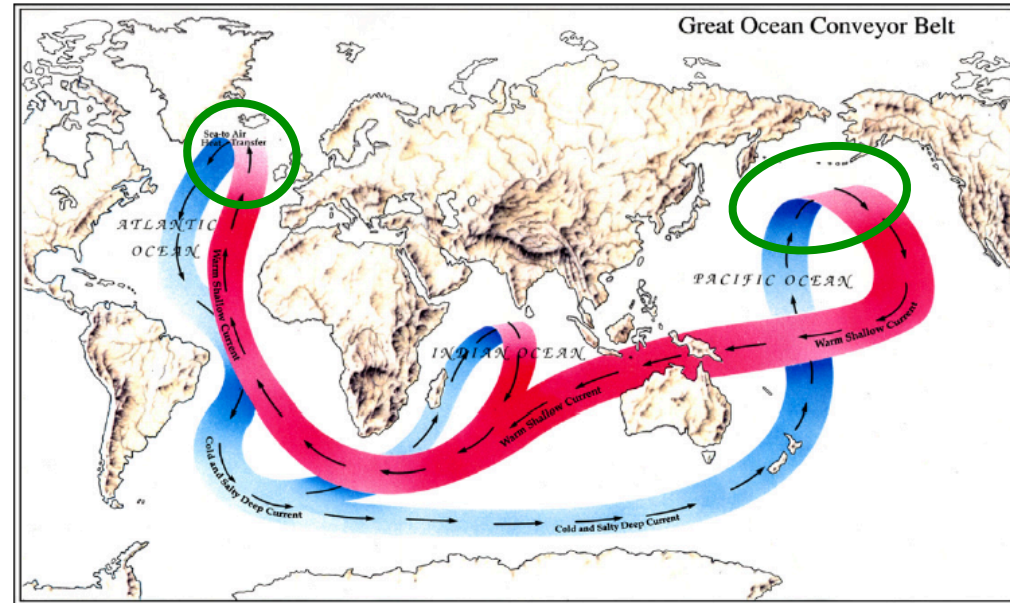
As depicted in the logo, the lower limb water returns to the surface in the northern Indian and Pacific Oceans.

Dalla MOC alla THC

**The
Biggest
Chill**
*When ocean currents shifted,
Europe suddenly got cold.
Could it happen again?*
by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

by Wallace S. Broecker



Problema: Perché la circolazione termoalina nel nord-atlantico e nel nord-Pacifico sono differenti?

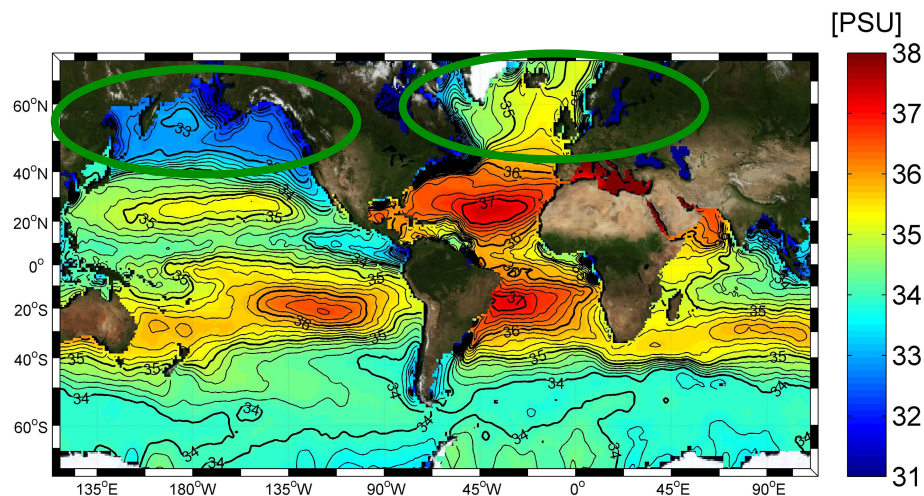
- Formazione di acque dense nel nord-Atlantico
- Risalita di acque profonde nel nord-Pacifico

Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
 by Wallace S. Broecker

THE GREAT OCEAN CONVEYOR

by Wallace S. Broecker



Salinità superficiale dell'oceano globale. Fra Nord-Atlantico e Nord-Pacifico si osserva una notevole differenza di salinità (2-3 psu). Le acque superficiali dell'nord-Pacifico sono (a parità di temperatura) meno dense di quelle del Nord-Atlantico

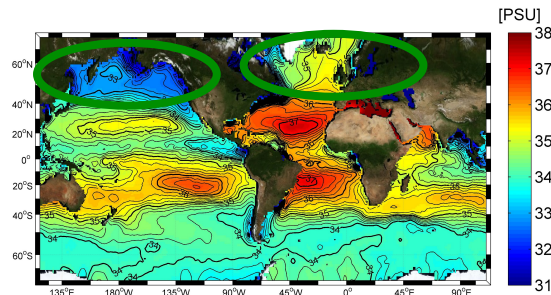
This difference is so large that surface waters in the northern Pacific, even when cooled to their freezing point (i.e., -1.8°C), sink to a depth of only a few hundred meters before reaching their buoyancy limit. Hence, no deep water can form in the northern Pacific.



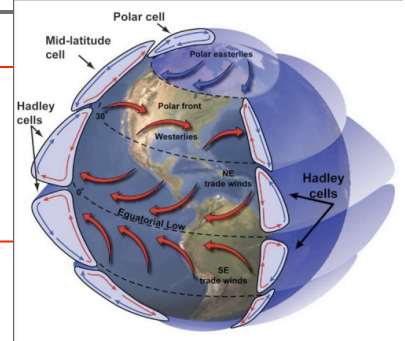
Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
by Wallace S. Broecker

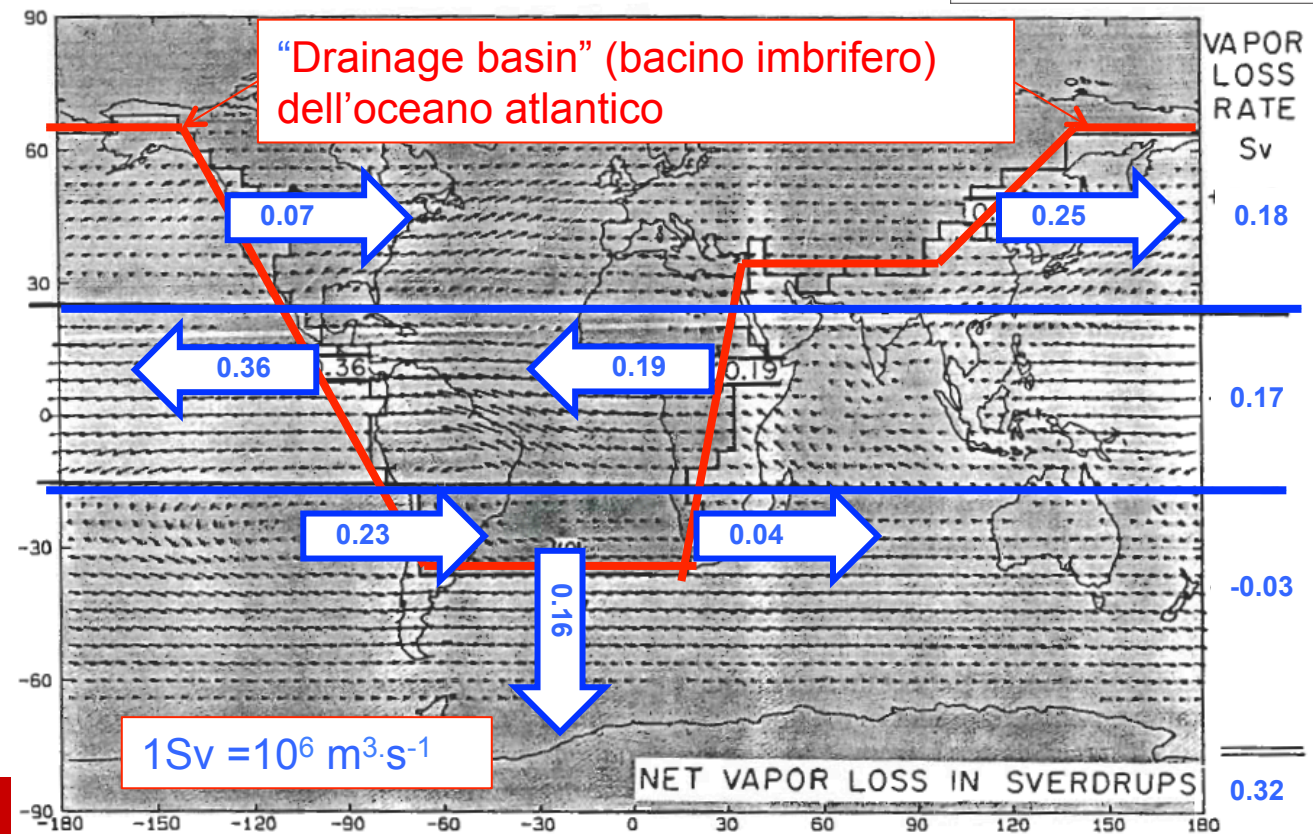
THE GREAT OCEAN CONVEYOR
by Wallace S. Broecker



La differenza di salinità è dovuta al trasporto di acqua (vapore acqueo) da un oceano all'altro operato dalla atmosfera.



L'Oceano Atlantico "esporta" acqua (via trasporto atmosferico di vapore acqueo) verso l'Oceano Pacifico.

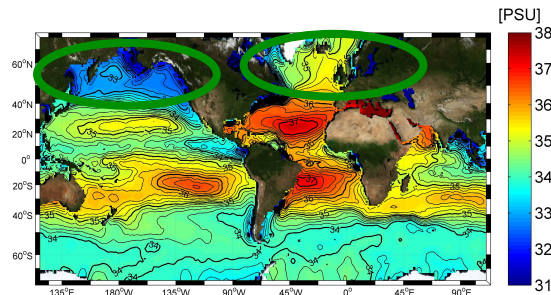




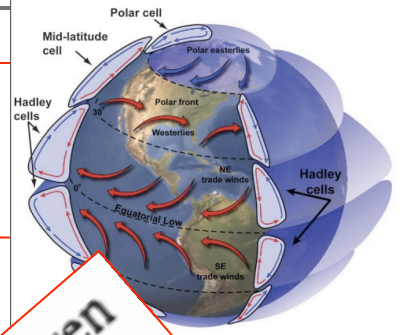
Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
by Wallace S. Broecker

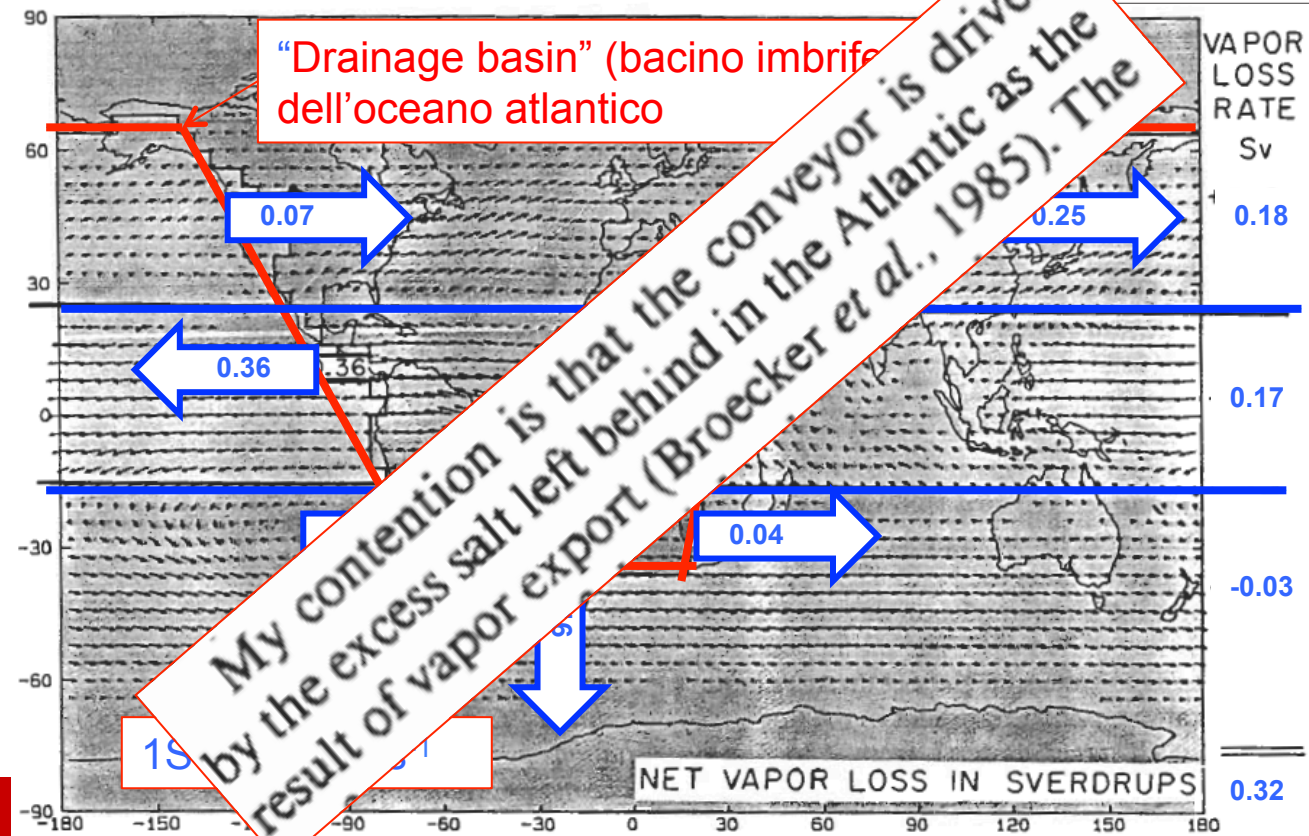
THE GREAT OCEAN CONVEYOR
by Wallace S. Broecker



La differenza di salinità è dovuta al trasporto di acqua (vapore acqueo) da un oceano all'altro operato dalla atmosfera.

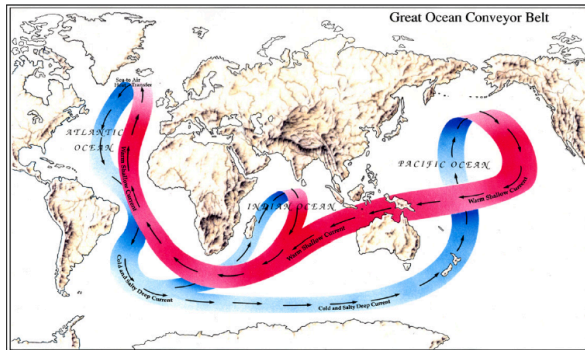


L'Oceano Atlantico "esporta" acqua (via trasporto atmosferico di vapore acqueo) verso l'Oceano Pacifico. Che costituisce il "Motore" della Ocean Conveyor Belt

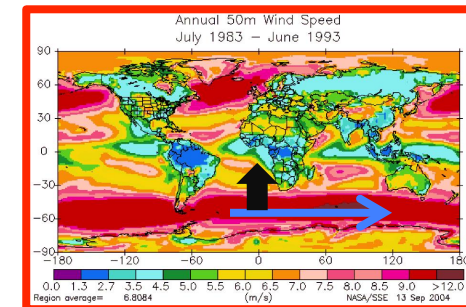
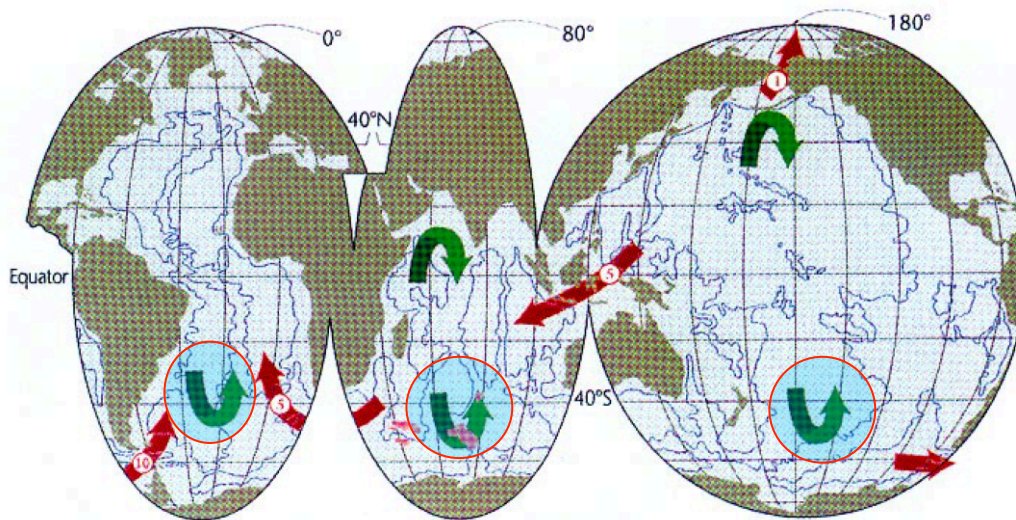


Dalla MOC alla THC

Alcune correzioni allo schema.....



As depicted in the logo, the lower limb water returns to the surface in the northern Indian and Pacific Oceans. In reality this upwelling is widely spread with a large amount taking place in the Antarctic.



Risalita di acque profonde per upwelling dovuto all'azione del vento

Dalla MOC alla THC

The Biggest Chill
When ocean currents shifted, Europe suddenly got cold. Could it happen again?
by Wallace S. Broecker

nature
geoscience

REVIEW ARTICLE
PUBLISHED ONLINE: 26 FEBRUARY 2012 | DOI:10.1038/NPGEO191

Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling

John Marshall¹* and Kevin Speer²

Alcune correzioni allo schema.....

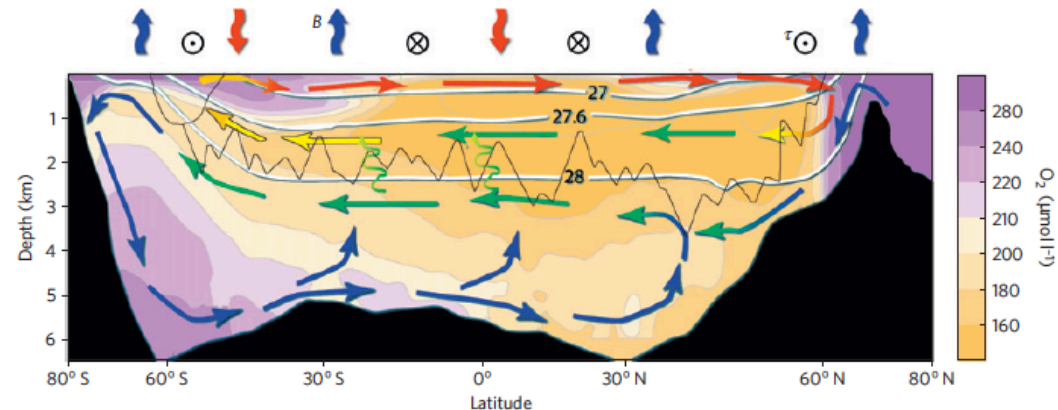
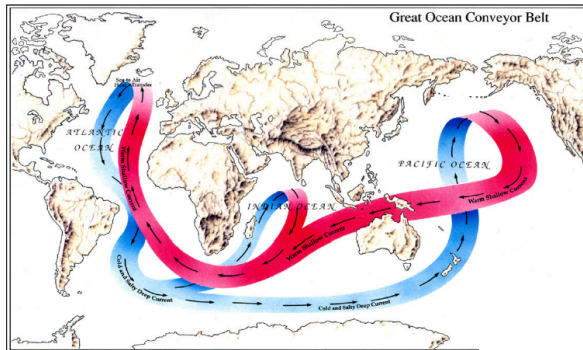


Figure 1 | A schematic diagram of the Upper Cell and Lower Cell of the global MOC emanating from, respectively, northern and southern polar seas. The zonally averaged oxygen distribution is superimposed, yellows indicating low values and hence older water, and purples indicating high values and hence recently ventilated water. The density surface 27.6 kg m^{-3} is the rough divide between the two cells (neutral density is plotted). The jagged thin black line indicates roughly the depth of the Mid-Atlantic Ridge and the Scotia Ridge (just downstream of Drake Passage) in the Southern Ocean (see Fig. 2). Low-latitude, wind-driven shallow cells are not indicated. General patterns of air-sea surface density (equivalent buoyancy) flux, B (red or blue indicating that surface waters are being made less or more dense, respectively; broad pattern of zonal surface wind stress, τ , \odot : eastward; \otimes : westward). Coloured arrows schematically indicate the relative density of water masses: lighter mode and thermocline waters (red), upper deep waters (yellow), deep waters including NADW (green) and bottom waters (blue). Mixing processes associated with topography are indicated by the vertical squiggly arrows. This schematic is a highly simplified representation of a three-dimensional flow illustrated more completely in Box 1.

Dalla MOC alla THC

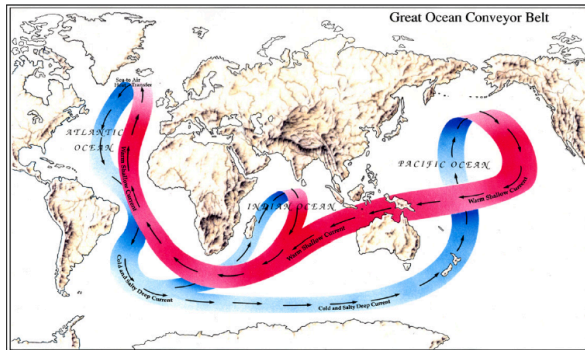
THE GREAT OCEAN CONVEYOR

By Wallace S. Broecker

ON THE INTERBASIN-SCALE THERMOHALINE CIRCULATION

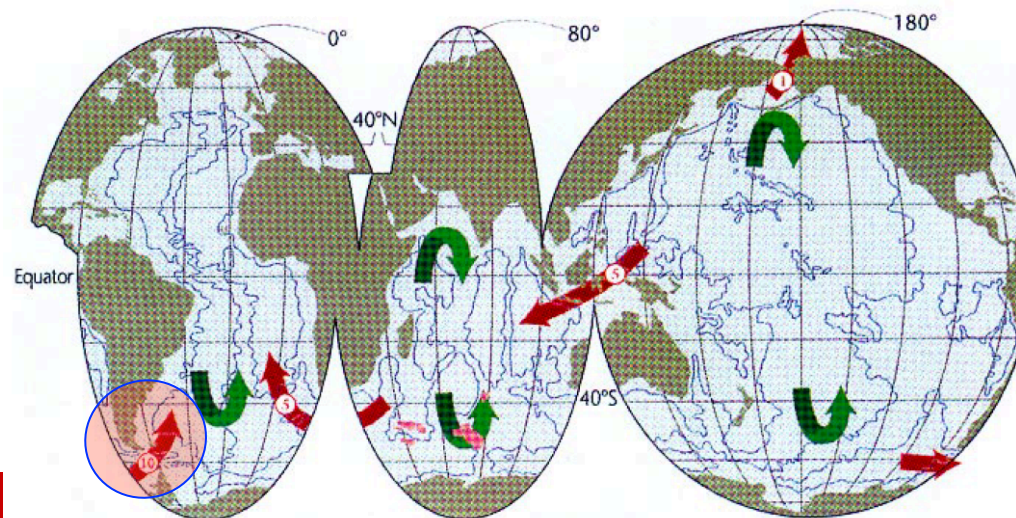
William J. Schmitz Jr.
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

Alcune correzioni allo schema.....



The logo also suggests that the major route for return flow to the Atlantic (i.e., the conveyor's upper limb) is through the Indonesian archipelago and around the tip of Africa.

this route probably accounts for only about one quarter of the return flow. A more important pathway is that through the Antarctic via the Drake Passage into the South Atlantic.

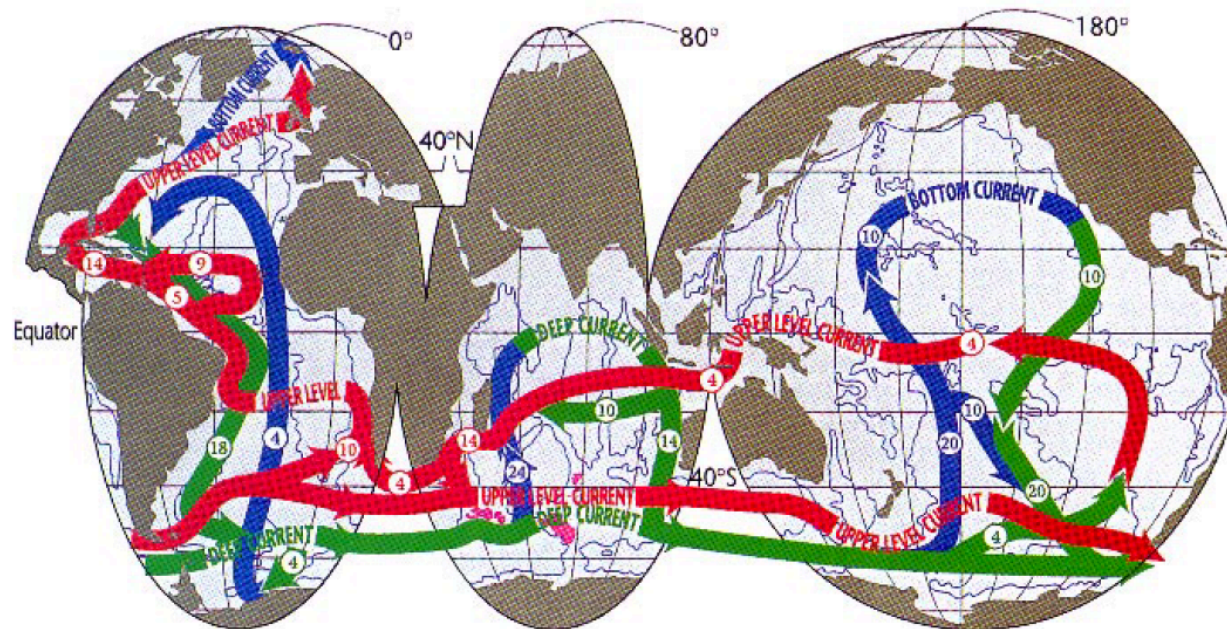


Dalla MOC alla THC

ON THE INTERBASIN-SCALE THERMOHALINE CIRCULATION

William J. Schmitz Jr.
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

Lo schema attuale.....



3 Livelli di circolazione:

ABISSALE

PROFONDA

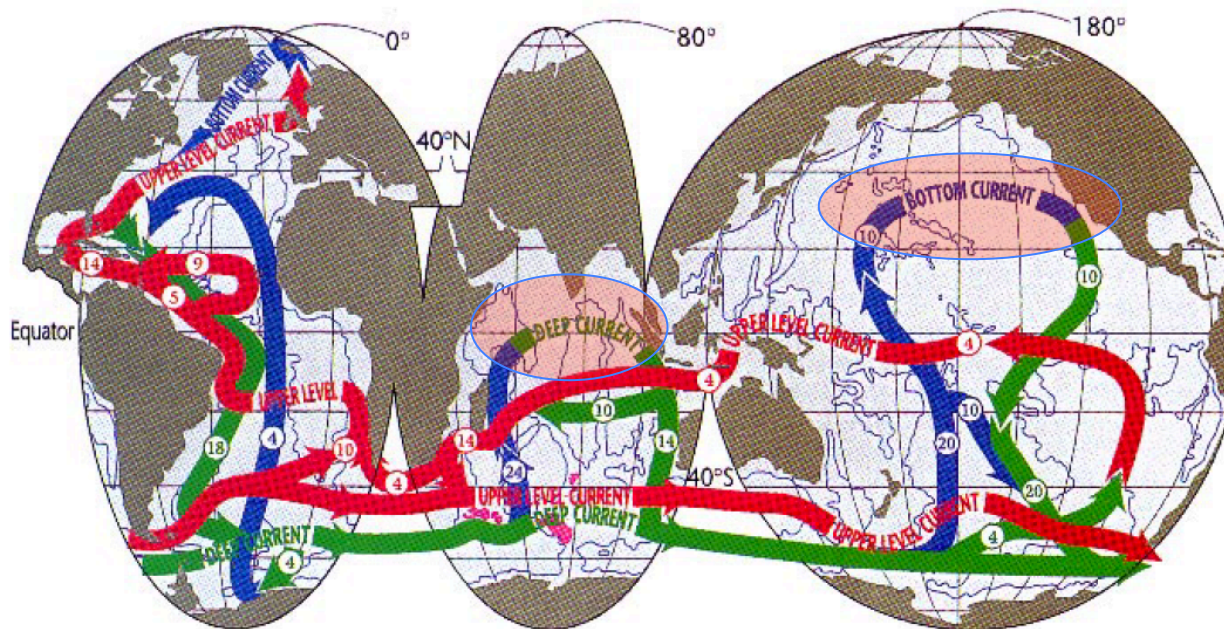
SUPERFICIALE

Dalla MOC alla THC

ON THE INTERBASIN-SCALE THERMOHALINE CIRCULATION

William J. Schmitz Jr.
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

Lo schema attuale.....



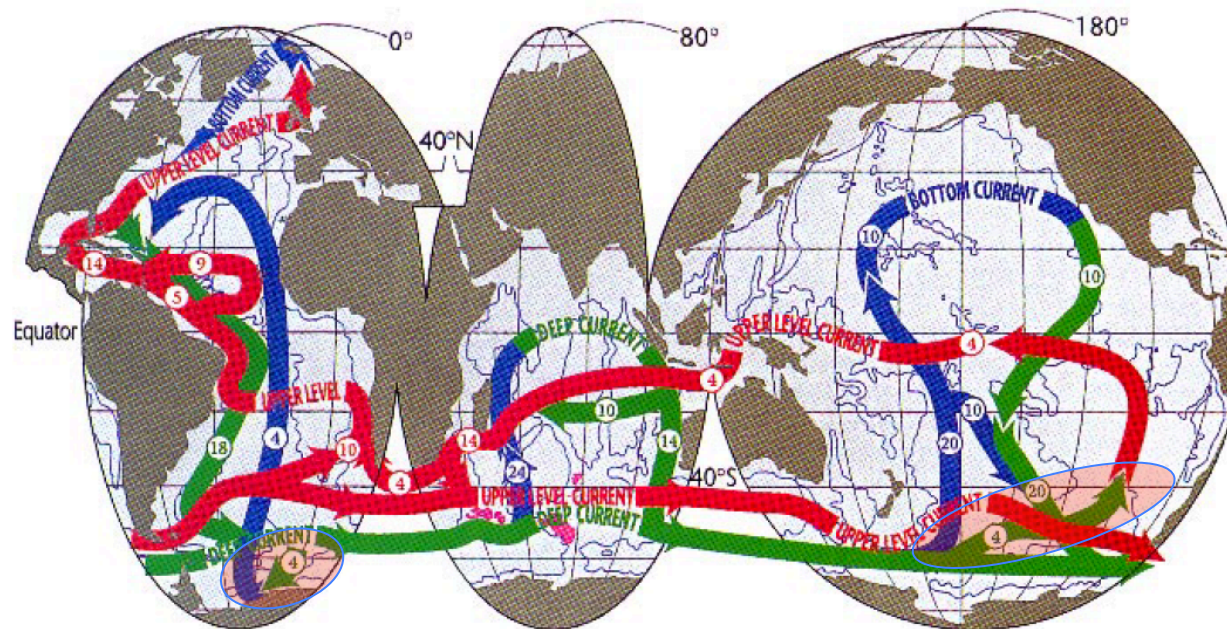
Gli upwelling nel Nord-Pacifico
E nell oceano indiano
Connettono il livello abissale
A quello profondo.
Non raggiungono il livello
Superficiale

Dalla MOC alla THC

ON THE INTERBASIN-SCALE THERMOHALINE CIRCULATION

William J. Schmitz Jr.
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

Lo schema attuale.....



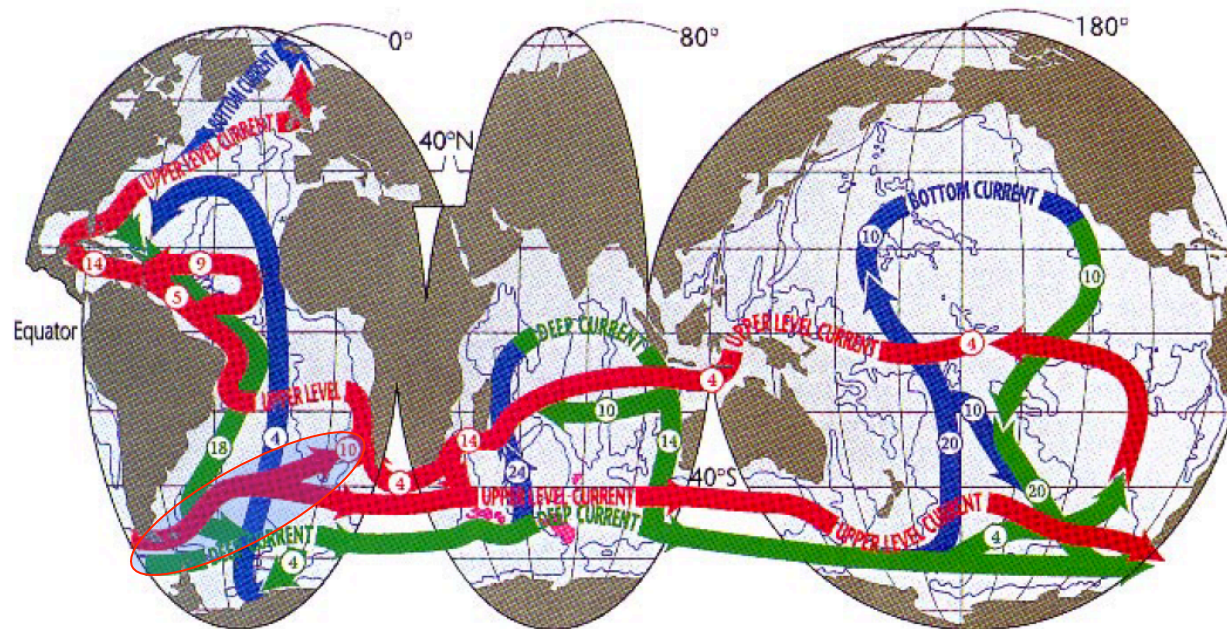
La connessione fra strato
profondo e superficiale
E operata dagli upwelling
antartici

Dalla MOC alla THC

ON THE INTERBASIN-SCALE THERMOHALINE CIRCULATION

William J. Schmitz Jr.
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

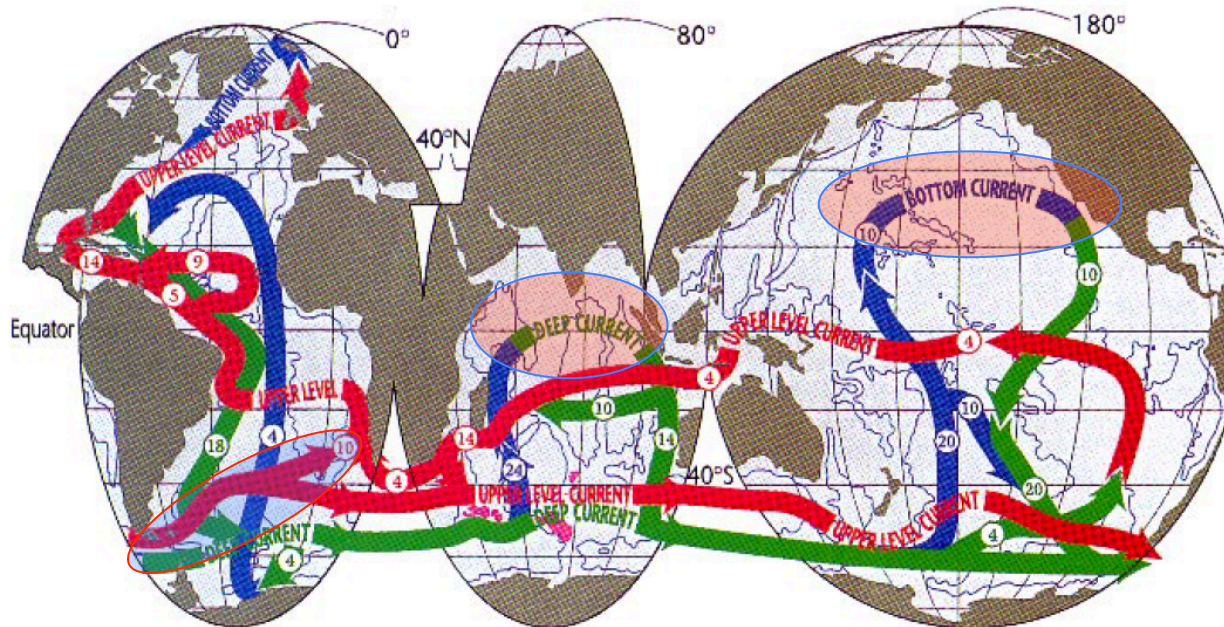
Lo schema attuale.....



Buona parte del flusso
Superficiale di ritorno
Nell'Oceano Atlantico
Avviene effettivamente
Attraverso il Passaggio di
Drake (circa 10 Sv)
(Fra sud-America e Antartico)
Contro i 4 Sv del flusso
Di origine Indiano.
Però.....

Lo schema attuale.....

Buona parte del flusso
Superficiale di ritorno
Nell'Oceano Atlantico
Avviene effettivamente
Attraverso il Passaggio di
Drake (circa 10 Sv)
(Fra sud-America e Antartico)
Contro I 4 Sv del flusso
Di origine "indiana"



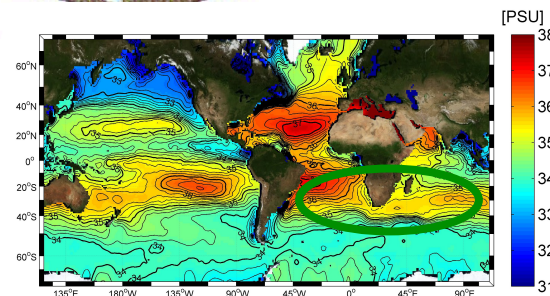
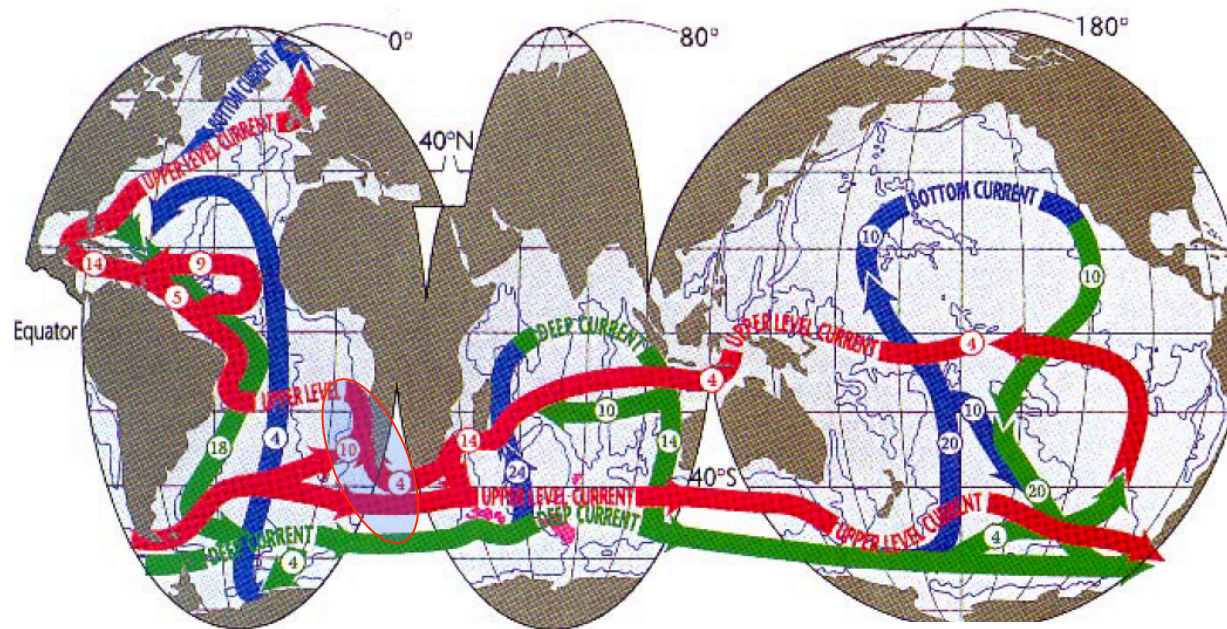
Dalla MOC alla THC

ON THE INTERBASIN-SCALE THERMOHALINE CIRCULATION

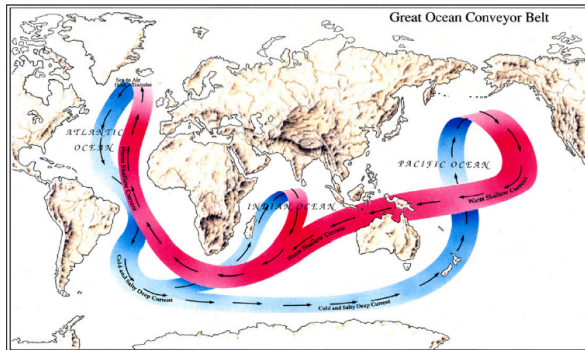
William J. Schmitz Jr.
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

Lo schema attuale.....

L'elevata (rispetto all'Oceano Pacifico) Salinità dell'Oceano Atlantico e mantenuta (oltre Che dall'"esportazione"
Atmosferica di vapore acqueo)
Anche dall,traferimento di sale
Dall'Oceano Indiano.
(Agullhas Leakage)

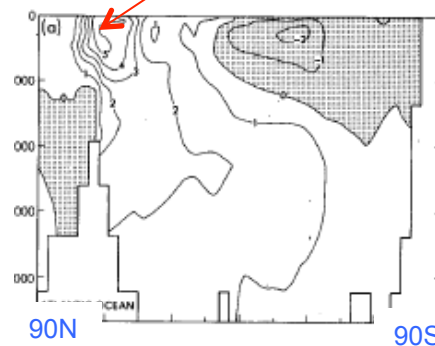
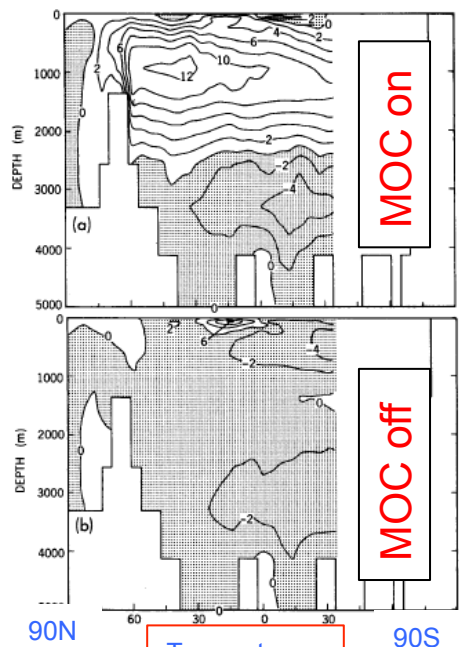


Il ruolo della THC



The benefit provided by the conveyor is the heat it releases to the atmosphere over the northern Atlantic. This heat is responsible for Europe's surprisingly mild winters.

+5°



Differenze temperatura
MOC on-MOC off

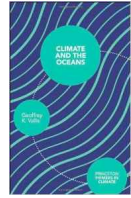
Manabe and Stauffer (1988) have shown that indeed the thermohaline circulation of the Atlantic maintains high surface-water temperatures in the northern Atlantic. Using the Princeton ocean model, they demonstrate that circulation in the Atlantic can assume two quite different modes: one with a strong thermohaline component akin to the conveyor and one with no thermohaline circulation. When the conveyor is operative, the temperature of surface waters in the northern Atlantic average 5°C warmer than when it is off.

Trasporto
Meridionale
(Sv)



Il ruolo complessivo dell'oceano

Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports
KEVIN E. TRENBERTH AND JULIE M. CARON
National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado



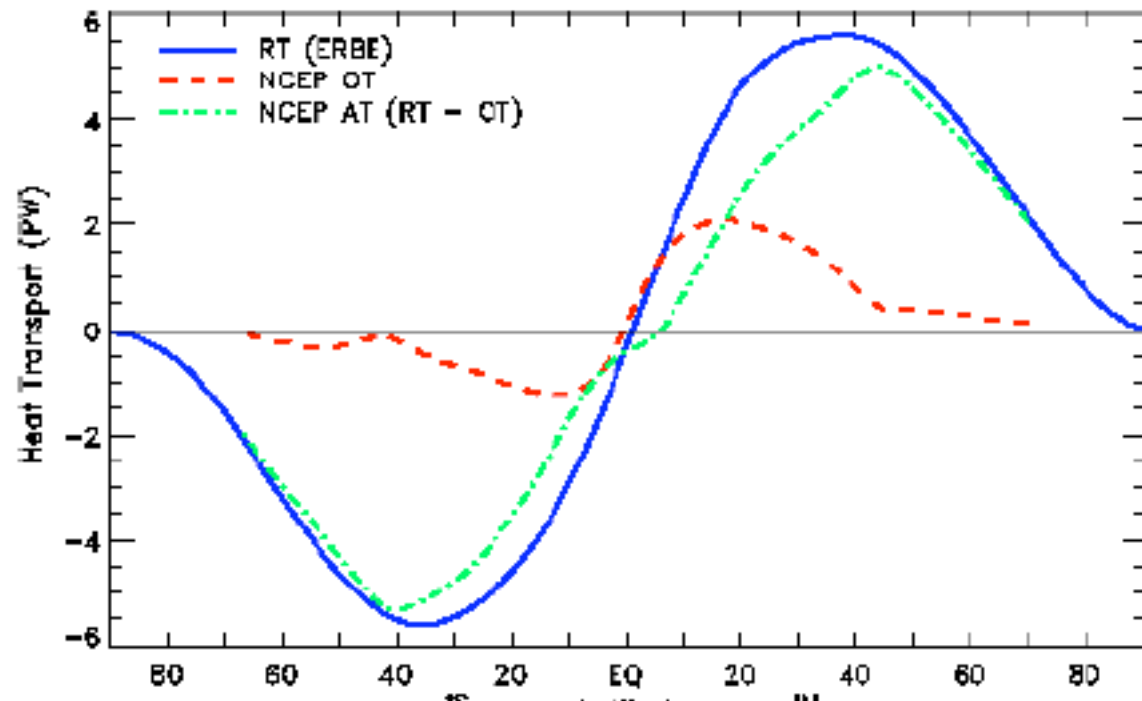
Trasporto meridionale di calore (PW).

Totale (Atmosfera + Oceano)

Atmosfera

Oceano

A 35° di Latitudine
(valori massimi di trasporto)
Il contributo Oceanico al
trasporto di calore è pari a
8% del totale (Emisfero Australe)
22% del Totale (Emisfero Boreale)



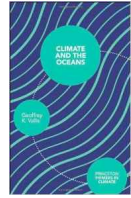
Attenzione: questi valori sono il risultato della Circolazione generale dell'Oceano)
Circolazione guidata dal vento + Circolazione Termoalina



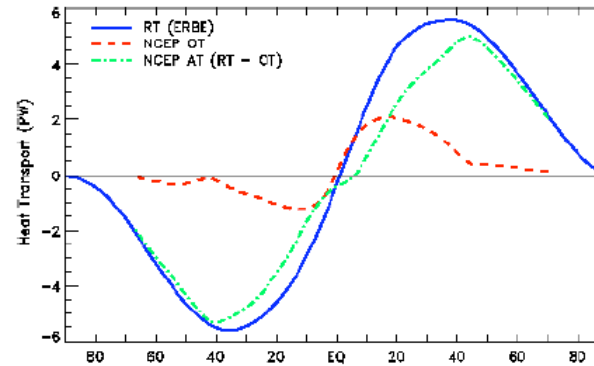
Il ruolo complessivo dell'oceano

On the Climatic Impact of Ocean Circulation

MICHAEL WINTON
NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey



A 35° di Latitudine
(valori massimi di trasporto)
Il contributo Oceanico al
trasporto di calore è pari a
8% del totale (Emisfero Australe)
22% del Totale (Emisfero Boreale)



Importante? Non importante? Cosa potrebbe succedere se il contributo Oceanico venisse a mancare?

On the Climatic Impact of Ocean Circulation

MICHAEL WINTON

NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey

Esperimenti con un modello di clima con dinamica oceanica modificata



Il ruolo complessivo dell'oceano

On the Climatic Impact of Ocean Circulation

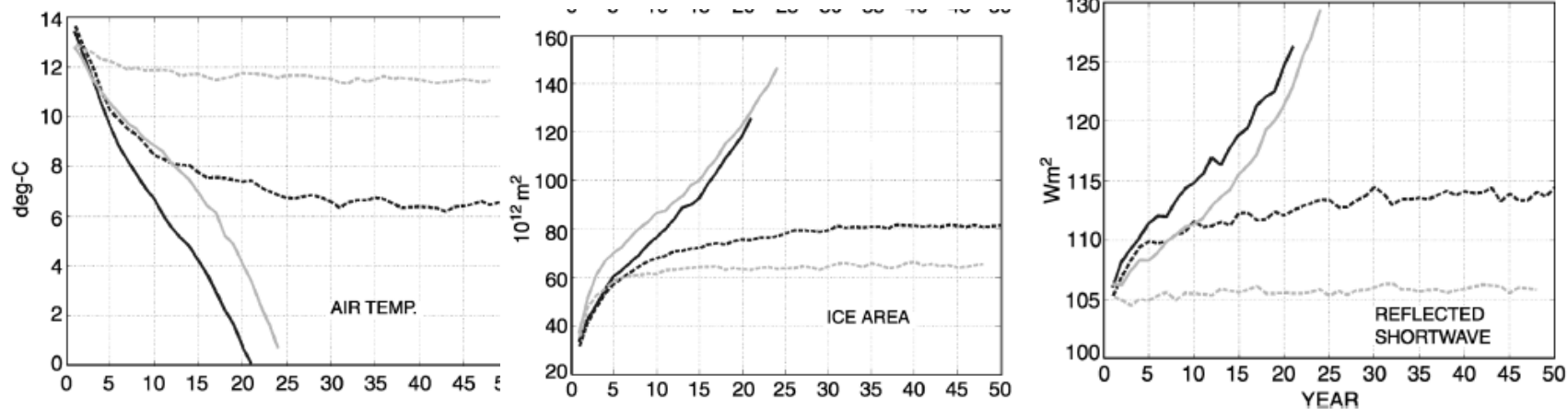
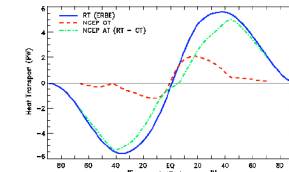
MICHAEL WINSTON

NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey



NO Ocean Circulation

L'oceano assorbe e rilascia calore stagionalmente, ma non lo trasporta.
Il mancato trasporto Oceanico di calore viene compensato dalla atmosfera,
Ma nonostante il minimo contributo oceanico al trasporto di calore all alte latitudini
Gli effetti sono significativi.



Differenti configurazioni di modello. Ma tutti indicano una diminuzione della Temperatura globale, un aumento della estensione dei ghiacci ed un aumento dell'albedo